



Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (SE France)

Stéphane Molliex

► To cite this version:

Stéphane Molliex. Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (SE France).
Tectonique. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 2009. Français. NNT : . tel-00493766

HAL Id: tel-00493766

<https://theses.hal.science/tel-00493766>

Submitted on 21 Jun 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PAUL CEZANNE AIX-MARSEILLE III

Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement

N°bibliothèque : 2009AIX30047

**Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence
(Sud-Est France)**

T H E S E

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PAUL CEZANNE
Faculté des Sciences et Techniques

Discipline : Géosciences de l'Environnement

Présentée et soutenue publiquement par

Stéphane MOLLIEUX

le 26 novembre 2009

Directeur de thèse : Pr. Olivier Bellier

Ecole doctorale Sciences de l'Environnement

J U R Y

M. Le Pichon Xavier	Professeur honoraire, Collège de France, Aix-en-Provence	Président
M. Sébrier Michel	Dir. de Rech., CNRS, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris	Rapporteur
M. Camelbeeck Thierry	Dir. de Rech., Observ. Royal de Belgique, Bruxelles	Rapporteur
M. Brun Jean-Pierre	Professeur, Univ. Rennes 1, Rennes	Examineur
M. Gaudemer Yves	Professeur, Institut de Physique du Globe, Paris	Examineur
M. Bellier Olivier	Professeur, Univ. Paul Cézanne, Aix-en-Provence	Directeur
M. Hollender Fabrice	Chef de projet, CEA Cadarache	Invité

ANNEE : 2009

« Consultons la nature elle-même, qui laisse ordinairement des traces reconnaissables de ses opérations, quoiqu'elle se plaise le plus souvent à les couvrir d'un voile épais pour le cacher aux esprits peu familiarisés avec ses jeux, ou peu attentifs à en suivre le dénouement. »

Nicolas DESMARET, *Dissertation sur l'ancienne jonction de l'Angleterre à la France*, 1753.

Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (SE France)

Characterization of the recent tectonic deformation in Provence (SE France)

Résumé

Une approche pluridisciplinaire (tectonique, géomorphologie, géophysique, forage, datation ^{10}Be ...) a été entreprise afin de caractériser les déformations tectoniques récentes en Provence. Elle a consisté à comprendre la mise en place et l'évolution des structures potentiellement sismogènes, de quantifier les taux de déplacement plio-quaternaires, et d'étudier les relations entre tectonique et érosion dans ce type de contexte présentant une déformation lente.

Si les déformations pliocènes à actuelles sont contrôlées par la dynamique de la chaîne alpine, les structures résultent essentiellement de la phase de déformation pyrénéo-provençale, de la fin du Crétacé à l'Eocène moyen ; la phase « alpine » d'âge Miocène étant exprimée essentiellement entre la faille de la Moyenne Durance et celle de Salon-Cavaillon (e.g. Luberon, Trévaresse...). Les vitesses de déplacements calculées grâce à la déformation de marqueurs géologiques et géomorphologiques résultant de la crise de salinité messinienne et/ou des cycles glacio-eustatiques quaternaires sont souvent inférieures à 0,1 mm/an. Cette déformation peut-être enregistrée par des marqueurs géologiques très récents, bien que la morphologie actuelle de la région soit contrôlée essentiellement par les processus d'érosion.

Mots clés : Tectonique récente, Provence, géomorphologie quantitative, failles, ^{10}Be , crise de salinité messinienne, Plio-Quaternaire, Durance.

Abstract

A multidisciplinary study (tectonics, geomorphology, geophysics, boreholes, ^{10}Be ages...) has been realized in order to characterize recent tectonic deformations in Provence. The aim was to understand the geodynamic evolution of potentially seismogenic structures, to determine deformation rates for the plio-quaternary period and to study the relationship between tectonic and erosion in this slow deformation rate context.

Pliocene to present-day deformations are controlled by the geodynamics of the Alps but the structures of Provence mainly result from the “pyrénéo-provençal” phase which occurred from Late Cretaceous to Middle Eocene. The “alpine” Miocene phase is mainly expressed between the Middle Durance fault and the Salon-Cavaillon fault (e.g. Luberon, Trévaresse). Displacement rates obtained from the deformation of geomorphic markers resulting from the messinian salinity crisis or/and the Quaternary glacio-eustatism cycles are often lesser than 0,1 mm/yr. This deformation could be recorded by very recent geological markers even if the present-day geomorphology is mainly controlled by erosional processes.

Key words: Recent tectonic, Provence, Quantitative geomorphology, faults, ^{10}Be , Messinian Salinity Crisis, Plio-Quaternary, Durance River.

REMERCIEMENTS

Naturellement, mes premiers remerciements iront vers les deux investigateurs de cette thèse sans qui je n'en serais pas là : Olivier Bellier, qui malgré un emploi du temps au moins aussi chargé que celui d'un ministre (encore que ça dépend desquels...) a toujours été là quand j'en avais besoin dans les moments critiques (pour me ravitailler en chocolat par exemple...) ; ainsi que Fabrice Hollender (CEA), d'une efficacité redoutable pour l'organisation de réunions dinatoires au château de Cadarache. Leur humour et bonne humeur ont largement contribué à l'ambiance agréable dans laquelle j'ai pu préparer cette thèse.

Je me dois également de remercier vivement Bruno Hamelin et Jean-Yves Bottero, qui se sont succédé à la direction du CEREGE, pour m'avoir accueilli au sein de leur laboratoire, ainsi que Michel Sébrier, Thierry Camelbeeck, Xavier Le Pichon, Jean-Pierre Brun et Yves Gaudemer pour avoir accepté d'évaluer mon travail.

J'ai eu, lors de ce travail de thèse, la chance et le plaisir de collaborer avec de nombreuses personnes que je souhaite remercier.

En ce qui concerne le CEREGE,

Parmi les nombreux ouvrages consultés pour cette thèse j'ai une pensée spéciale pour « l'encyclopédie » Georges Clauzon. J'ai pris un immense plaisir à l'accompagner sur le terrain et à l'écouter narrer la crise messinienne comme si c'était un souvenir d'enfance... Il est parfois des livres que l'on n'a pas envie de refermer...

J'ai eu énormément de plaisir à travailler avec les « nouveaux arrivants » de l'équipe tectonique : Vincent Godard, le top du modèle, Jean-Claude Hippolyte « l'autenti provençau » (ah la fougasse au sucre d'Oraison !) et Nicolas Espurt (je coupe et je balance ou je balance ma coupe ?). Bref le bureau 203/C, 5 m² de chaleur et de convivialité (sans oublier le café et les limaces)...

Je remercie également l'équipe du SIGéo, Jules Fleury, the Godfather of GIS, et Philippe Dussouillez, toujours disponibles, enthousiasmes et plein de ressources (aussi bien matérielles qu'intellectuelles).

Jean-Claude Parisot et Daniel Hermitte ont permis l'acquisition des profils électriques de Vinon, d'Oraison et de Corbières. Ce fut un plaisir de tester en exclusivité leurs nouveaux protocoles malgré quelques ratés. Je les remercie chaleureusement pour leur disponibilité, leur enthousiasme et pour m'avoir fourni des belles images de failles et de canyons messiniens (il suffit de demander gentiment...). Je n'oublie pas André Revil avec qui j'ai commencé mes premières manip géophysiques en Provence.

Les datations ^{10}Be ont été réalisées grâce à l'aide des membres de l'équipe cosmo, en particulier Lionel Siame, Régis Braucher et Didier Bourlès. Je remercie également Laëtitia Léanni, Frédéric Chauvin, Georges Aumaître, Silke Merkel pour m'avoir assisté dans la préparation chimique. Un début d'étude paléomagnétique a été entrepris. Je remercie Pierre-Etienne Mathé et Jérôme Gattacceca d'y avoir contribué et m'excuse auprès d'eux d'avoir eu des échantillons aussi mauvais (ça me donne meilleure conscience que d'avouer que j'ai également perdu les orientations de carotte...).

Je souhaite enfin remercier mes « esclaves » : Aurélie Tassy et Thomas Aubry pour leur enthousiasme et l'intérêt qu'ils ont montré durant leur stage de Master1.

En ce qui concerne « les extérieurs »,

Au laboratoire de géologie des systèmes et des réservoirs carbonatés à Marseille, je souhaite remercier Juliette Lamarche, qui m'a initiée aux coupes équilibrées. Ce fut un maître dur mais juste qui peut facilement vous faire passer du rire aux larmes...

Je remercie également Jean Borgomano pour m'avoir invité fréquemment à assister aux réunions de travail du groupe « cartographie de Cadarache ». Ce travail de cartographie, ainsi que les nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec les membres de l'équipe ont beaucoup contribué à faire avancer mes réflexions.

Ainsi, je remercie plus particulièrement François Demaury (évidemment que c'est du Miocène !) et Ludovic Mocochain (évidemment que c'est du Pliocène !) que j'ai pris plaisir à arbitrer lors de quelques sorties de terrain, ainsi que Philippe Münch, Marc Flocquet et Jean-Pierre Masse pour les discussions intéressantes que j'ai eues avec eux.

J'ai une pensée également pour Cédric Guyonnet-Benaize, mon clone de thèse, qui doit sûrement être en train de rédiger la tête dans le guid... le volant (ouais je sais c'est de mauvais goût...) pendant que moi je termine...

A la chaire de Géodynamique du Collège de France, nos voisins Xavier Le Pichon et Claude Rangin ont largement contribué à alimenter des débats passionnés et passionnants sur le moteur de la déformation provençale. Ces débats ont abouti à des discussions et réflexions constructives, que ce soit lors de différents colloques ou avec les différents post-docs qui se sont succédés au sein de la chaire de Géodynamique, Youri Hamon, Nicolas Loget et Louis Andréani (tous décimés à ce jour, la Provence ne fait pas de quartier!).

Au BRGM, J'ai eu le plaisir de collaborer avec Monique Terrier, qui a menée des études sur la faille de Salon-Cavaillon en parallèle des miennes, et Guillaume Martelet qui m'a fait découvrir les possibilités de la gravi.

Le projet IMPRODurance, initié par le CEA et L'IRSN, m'a permis de découvrir la joie de l'interprétation collégiale de profils sismiques. Je remercie les Gentils Organisateurs de ces réunions ainsi que les protagonistes avec qui j'ai pu partager mes résultats, discuter, polémiquer, boire du Château Simone... Ce sont, pour ceux qui n'ont pas encore été cités, Marc Cushing (IRSN), Laurent

Bollinger (LDG), Philippe Combes (GeoTer), Patrick Renoux (GeoStock), Olivier Serrano et Franck Hanot (BRGM).

Je remercie le SMAVD, Durance granulats, la gravière des Jumeaux et les propriétaires du Mas Chausson pour m'avoir facilité différents échantillonnages.

J'ai aussi eu le plaisir de diriger une excursion géologique dans les Alpilles pour le comité NEOPAL. Je remercie les participants qui se sont intéressés à mon travail et qui m'ont fait confiance.

J'ai également une pensée pour Olivier Fabbri et Vincent Bichet à Besançon, qui m'ont lancé dans la néotectonique française sur un terrain plat et sans affleurements (vous pouvez m'avouer maintenant que c'était un bizutage !)

Je remercie enfin Christine Authemayou (ben oui quand même!) qui s'est investie déraisonnablement dans l'organisation, le suivi et le bon déroulement de cette fin de thèse !

Et puis il y a aussi les personnes qui n'ont pas participé « officiellement » à la thèse mais qui ne peuvent pas s'empêcher de parler géologie durant leur loisirs (on les appelle les extrémistes... ou les passionnés...). Il ne faut pas croire que s'ils se retrouvent en fin de liste, c'est parce que leur contribution est faible, bien au contraire. Je remercie donc Pierre Guignard (a.k.a. le Kirgiz), Gilles Brocard, Dominique Chardon et tous les autres que j'oublie...

Je remercie aussi toutes les personnes que j'ai rencontrées durant des colloques ou ailleurs et qui ont pu inspirer mon travail à un moment ou un autre de la thèse. S'ils ne sont pas cités plus haut, qu'ils trouvent ici toute ma gratitude.

Il est également temps de remercier mes collègues de bureau Yassaman, Clément, Bitu, qui ont réussi à supporter jusqu'au bout mon envahissant capharnaüm ainsi que le bruit assourdissant de mon ordinateur en fin de vie... (Heureusement qu'il faut respecter le doyen !).

J'ai une pensée également pour Esmail Shabanian qui va avoir l'immense privilège de continuer ce travail...

Enfin je terminerai par remercier mes proches, ce que je ne fais malheureusement que trop rarement, en particulier mes deux bretonnes, mes parents, ma grand-mère, ma sœur, mes amis... Ils contribuent grandement à mon équilibre.

TABLE DES MATIERES

Remerciements	3
Table des matières	7
Introduction générale.....	15
1) Contexte de la thèse.....	15
2) Objectifs	16
3) Méthodologie	16
4) Plan de la thèse	17
Partie 1 : Géodynamique et structure de la Provence	19
I-1) Histoire géodynamique de la Provence replacée dans le contexte méditerranéen	21
<i>I-1-1) L'anté-Trias (-250 Ma)</i>	<i>22</i>
<i>I-1-2) Trias à Crétacé Inférieur : rifting Téthysien (250 – 125 Ma).....</i>	<i>22</i>
<i>I-1-3) Crétacé Moyen : Le bombement Durancien (125 - 115 Ma)</i>	<i>23</i>
<i>I-1-4) Crétacé supérieur à Eocène : La phase « pyrénéenne » (90 - 40 Ma).....</i>	<i>25</i>
<i>I-1-5) Les phases d'extension Oligo-Miocènes (35 – 20 Ma)</i>	<i>27</i>
<i>I-1-6) La phase de compression « alpine » : Oligocène à Miocène moyen (25 – 12 Ma).....</i>	<i>29</i>
<i>I-1-7) La phase « Jurassienne » : Miocène moyen à supérieur (12 – 6 Ma)</i>	<i>30</i>
<i>I-1-8) La crise de salinité messinienne (5.9 - 5.3 Ma)</i>	<i>32</i>
<i>I-1-9) Le plio-quaternaire (6 – 0 Ma)</i>	<i>33</i>
<i>I-1-10) L'actuel</i>	<i>34</i>
I-2) Cadre morpho-structural général de la Provence.....	37
<i>I-2-1) Structure profonde de la Provence</i>	<i>39</i>
<i>I-2-2) La Provence orientale</i>	<i>40</i>
I-2-2-1) La Ste Beaume.....	41
I-2-2-2) Le Mont Aurélien, le Mont Olympe et la montagne du Regaignas	42
I-2-2-3) La chaîne de l'Etoile.....	43
I-2-2-4) La montagne Sainte Victoire	43
I-2-2-5) La Vautubière, le pli de Mirabeau et le massif du Concors	45
I-2-2-6) Les chevauchements de Vinon et Gréoux :	45
<i>I-2-3) La Provence occidentale</i>	<i>45</i>

I-2-3-1) Le chaînon de Ventoux-Lure	46
I-2-3-2) Le Luberon	47
I-2-3-3) Les Alpilles	48
I-2-3-4) La chaîne de l'Anelier	48
I-2-3-5) Les Costes	49
I-2-3-6) La Trévaresse	50
I-2-3-7) La Fare-Eguilles	51
I-2-3-8) La Nerthe	51
<i>I-2-4) Les grands accidents sub-méridiens (N-S à NE-SW)</i>	<i>52</i>
I-2-4-1) La faille de la Moyenne Durance	52
I-2-4-2) La faille des Cévennes	53
I-2-4-3) La faille de Nîmes	53
I-2-4-4) La faille de Salon-Cavaillon	54
<i>I-2-5) L'expression des différentes phases de déformations</i>	<i>54</i>
I-2-5-1) Le bombement durancien (Crétacé Moyen) (120 à 110 Ma)	54
I-2-5-2) La phase fini Crétacé (75 à 65 Ma)	55
I-2-5-3) La phase Eocène moyen (45 à 35 Ma)	55
I-2-5-4) La phase rupélienne (34 à 28 Ma)	56
I-2-5-5) La phase Chattienne-Aquitaniennne (28 à 20 Ma)	56
I-2-5-6) La phase Burdigalienne (20 à 16 Ma)	57
I-2-5-7) La phase tortonienne (11 à 6 Ma)	57
I-2-5-8) La phase Plio-quaternaire (de 6 Ma à l'actuel)	58
1-3) Importance de l'héritage stratigraphique et tectonique sur la structuration de la Provence :	
le rôle majeur de la faille de Salon-Cavaillon.	59
I-3-1) Résumé en français	59
I-3-2) Abstract	60
I-3-3) Introduction	61
I-3-4) Geological settings	62
I-3-4-1) Geodynamic history	63
I-3-4-2) Structural pattern	64
I-3-5) Characterisation of the deformation in the SCF zone	65
I-3-5-1) Architecture of the SCF	65
I-3-5-2) Mesozoic sedimentation heterogeneities on both sides of the SCF	66
I-3-5-3) Structural study of Luberon and Alpilles ridges	67
I-3-5-4) Sub-surface data	72
I-3-6) Interpretation and discussion	77
I-3-6-1) Tectonic restoration of the SCF zone from Eocene to present-day	77
I-3-6-2) Differences of structural styles on both sides of the SCF	79
I-3-6-3) Miocene deformation rates	80

I-3-6-4) Regional geodynamics implication	80
I-3-7) Conclusion	82
I-3-8) Acknowledgements	82
Partie 2 : Tectonique récente de la Provence	85
Introduction générale.....	87
II-1) Synthèse des connaissances sur la Néotectonique provençale	89
II-1-1) Sismicité instrumentale.....	89
II-1-2) Sismicité historique.....	89
II-1-3) Paléosismicité	90
II-1-4) Mécanismes au foyer	94
II-1-5) La géodésie	95
II-1-6) Indices de déformation récente.....	96
II-1-7) Mesure de contraintes in-situ	98
II-1-8) Mesures de nivellement.....	98
II-1-9) Interférométrie radar	99
II-2) Méthodologie.....	101
II-2-1) Déformation des marqueurs de la crise de salinité messinienne.....	101
II-2-2) La tomographie électrique.....	103
II-2-2-1) Principe de la méthode	103
II-2-2-2) Principe de l'acquisition.....	104
II-2-2-3) Traitement des données.....	105
II-2-3) Les mesures du bruit de fond sismique et la méthode de Nakamura (H/V).....	106
II-2-3-1) Principe de la méthode	106
II-2-3-2) Principe d'acquisition.....	106
II-2-3-3) Traitement des données.....	107
II-3) Evolution récente de la terminaison sud de la faille de la Moyenne Durance : la zone de Corbières-St Eucher.....	109
II-3-1) Introduction:	109
II-3-2) Connaissances actuelles concernant le segment de faille supposé de Corbières-Saint Eucher	110
II-3-2-1) Géomorphologie.....	110
II-3-2-2) Les données microtectoniques	111
II-3-2-3) La sismique réflexion.....	112
II-3-2-4) La sismicité instrumentale.....	113
II-3-3) Les données nouvelles.....	113
II-3-3-1) Profils topographiques de la surface d'abandon du Valensole II	113

II-3-3-2) Analyse tectonique : failles mésoscopiques affectant le Valensole II	116
II-3-3-3) Profil en long des rivières	117
II-3-3-3) Prospection par tomographie électrique	118
II-3-3-4) Nouvelle carte des formations plio-quaternaires	121
II-3-3-5) La faille de la carrière de St Euchèr : le prolongement vers le Sud du segment supposé de Corbière-St Euchèr ?	122
II-3-3-6) Discussion et conclusions	124
II-4) La déformation récente dans la zone de relai entre la FMD et la faille d'Aix: Interactions entre la faille et la Durance messinienne à actuelle	127
II-4-1) Avant propos	127
II-4-2) Introduction	127
II-4-3) Imagerie électrique de l'intersection FMD- Canyon messinien de la Durance	128
II-4-3-1) Profils N-S :	129
II-4-3-2) Profils E-W	131
II-4-3-3) Forages	132
II-4-3-4) Reconstitution 3D de la transition marin-continentale	133
II-4-3-5) Mécanisme de la déformation de la transition marin-continentale	134
II-4-3-6) Détermination des vitesses de déplacement à partir de la déformation de la transition marin- continental	135
II-4-4) Investigations H/V de l'intersection canyon messinien / FMD	135
II-4-4-1) Estimation de Vs pour le remplissage du canyon messinien de la Durance	135
II-4-4-2) Retraitement des données IRSN	136
II-4-4-3) Interprétation des données IRSN	136
II-4-4-4) Répétitivité des mesures	137
II-4-4-5) Interprétation de nouvelles mesures H/V	138
II-4-4-6) Quantification des déplacements grâce à la déformation de la surface d'érosion messinienne	140
II-4-5) Synthèse des données de forage	142
II-4-5-1) La transition marin-continentale	142
II-4-5-2) La géométrie de la base des alluvions actuelles contrôlée par la tectonique récente ?	145
II-4-6) Application au secteur de la faille de Salon-Cavaillon	146
II-4-6-1) La transition marin-continentale	147
II-4-6-2) La géométrie de la base des alluvions actuelles de la Durance	148
II-4-7) Discussions et conclusions	149
II-5) La propagation de la déformation récente vers le Sud : L'activité du chaînon de la Fare. 153	
II-5-1) Introduction	153
II-5-2) Les données structurales nouvelles	154
II-5-3) Les indices de déformation quaternaire	155
II-5-3-1) L'indice de Coudoux-La Fare	155

II-5-3-2) L'indice de l'étang de Berre.....	156
<i>II-5-4) Rôle de la tectonique dans le détournement quaternaire de l'Arc</i>	<i>157</i>
II-5-4-1) Profils en long de l'Arc	157
II-5-4-2) Ré-estimation de l'âge de la terrasse de la Vautubière à partir des profils en long et des vitesses d'incision	159
<i>II-5-5) Le détournement quaternaire de la Touloubre</i>	<i>160</i>
<i>II-5-6) Conclusions concernant la propagation vers le sud de la déformation récente.....</i>	<i>162</i>
II-6) Les détournements quaternaires du cours aval de la Durance	163
<i>II-6-1) Les cours successifs de la Durance</i>	<i>163</i>
II-6-1-1) Le seuil de St Pierre de Vence (de >5.9 Ma à \approx 0.8 Ma)	163
II-6-1-2) Le seuil d'Eyguières.....	164
II-6-1-3) Le seuil de Lamanon (de <0.8 à <0.1 Ma)	164
II-6-1-4) Le seuil d'Orgon (<0.1 à l'actuel).....	164
<i>II-6-2) Mécanisme du détournement</i>	<i>165</i>
II-6-2-1) Pourquoi la tectonique contrôle-t-elle les détournements quaternaires de la Durance ? Le problème du seuil d'Orgon.	165
II-6-2-2) Rappel sur les modalités de déformation des terminaisons des chaînons des Alpilles et du Luberon	166
II-6-2-3) Modélisation des déformations dans le secteur de la FSC	167
<i>II-6-3) Les indices de déformations récentes</i>	<i>170</i>
II-6-3-1) Soulèvement au Sud des Alpilles	170
II-6-3-2) Surrection dans les Alpilles.....	172
II-6-3-3) Surrection dans le Luberon	172
II-6-3-4) Subsidence dans la plaine de la Crau	173
II-6-3-5) Rupture quaternaire attribuée à la faille de Salon-Cavaillon.....	173
<i>II-6-4) Discussions et conclusions.....</i>	<i>174</i>
II-6-4-1) Détournement vers l'Est.....	174
II-6-4-2) Détournement vers le Nord	174
II-7) Réactivation plio-quaternaire des structures à l'Est de la faille de la Moyenne Durance. .	177
<i>II-7-1) Etude du chevauchement de Vinon-sur-Verdon.....</i>	<i>177</i>
II-7-1-1) Introduction	177
II-7-1-2) Cadre structural	177
II-7-1-3) Tectonique post-oligocène	179
II-7-1-4) Analyse microtectonique de la région de Vinon	179
II-7-1-5) Discussion sur l'analyse cinématique.....	182
II-7-1-6) Etude par prospection géoelectrique de la faille de Malagratte.....	183
II-7-1-7) Conclusion sur la tectonique post-Oligocène du chevauchement de Vinon.....	184
<i>II-7-2) L'activité récente de la montagne Sainte Victoire</i>	<i>186</i>
II-7-2-1) Les évidences d'activité tectonique post-oligocène	186

II-7-2-2) Les évidences d'activité au Plio-Quaternaire	188
II-7-2-3) Conclusion sur la tectonique post-Oligocène de la montagne Ste-Victoire	191
II-7-3) Conclusions générales concernant l'activité post-Oligocène à l'Est de la FMD.....	191
II-8) Extension amont de la ria pliocène de la Durance : l'étude du canyon d'Oraison.....	193
II-8-1) Introduction	193
II-8-2) Contexte géologique	194
II-8-3) Tomographie par résistivité électrique.....	196
II-8-4) Forage d'Oraison	197
II-8-5) Discussion.....	198
II-8-5-1) Le canyon d'Oraison, un référentiel pour les marqueurs résultants de la crise de salinité messinienne.....	198
II-8-5-2) Quantification de la déformation verticale plio-quaternaire en Provence liée au rebond isostasique des Alpes.....	199
II-8-6) Conclusions.....	201
Partie 3 : Apports de la Géomorphologie quantitative.....	203
Introduction générale :	205
III-1) Géomorphologie quantitative en contexte de déformation lente : le cas du Luberon	
(Provence occidentale)	205
III-1-1) Avant-Propos.....	205
III-1-2) Introduction.....	205
III-1-3) Rappel du contexte morphotectonique du Luberon.....	206
III-1-4) Evolution géodynamique	209
III-1-5) Topographie	211
III-1-6) Hydrographie	212
III-1-6-1) Définition des ensembles morpho-structuraux	212
III-1-6-2) Paramètres calculés.....	213
III-1-6-3) Résultats de l'analyse du réseau de drainage	215
III-1-6-4) La relation pente-aire drainée	221
III-1-7) La tectonique récente du pli de Manosque.....	227
III-1-8) Conclusions concernant l'évolution morphotectonique du Luberon.....	228
III-2) Géomorphologie quantitative des Alpilles : Quelles différences avec le Luberon ?.....	229
III-2-1) Rappel du contexte morpho-structural des Alpilles.....	229
III-2-2) Topographie	230
III-2-2-1) Coupe transversale du relief.....	230
III-2-2-2) Topographie de la base de relief	231
III-2-3) Définition des ensembles morpho-structuraux.....	232

<i>III-2-4) Analyse du réseau hydrographique</i>	<i>233</i>
II-2-4-1) Aire des bassins.....	236
III-2-4-2) Facteur de forme	236
III-2-4-3) Valeur de l'intégrale hypsométrique.....	236
III-2-4-4) Densité de drainage et ordre de Strahler	237
III-2-4-5) Relief local.....	237
III-2-4-6) Pente	237
<i>III-2-5) Relation pente - aire drainée pour le chaînon des Alpilles</i>	<i>237</i>
<i>III-2-6) Conclusions pour les Alpilles</i>	<i>239</i>
<i>III-2-7) Conclusions générales sur l'étude des paramètres morphométriques des bassins et perspectives</i>	<i>240</i>
III-2-7-1) Conclusions générales.....	240
III-2-7-2) Perspective : quantification de l'érodabilité.....	241
III-3) Datation et quantification des processus d'érosion des nappes quaternaires de la Crau grâce au nucléide cosmogénique ¹⁰Be produit in-situ.....	243
<i>III-3-1) Introduction</i>	<i>243</i>
<i>III-3-2) Principes de la méthode</i>	<i>244</i>
III-3-2-1) Introduction :	244
III-3-2-2) Définition et origine des nucléides cosmogéniques	244
III-3-2-3) Production <i>in situ</i> des nucléides cosmogéniques.	245
III-3-2-4) Utilisation du ¹⁰ Be produit in situ en géomorphologie quantitative.....	245
III-3-2-5) Méthode de datation de terrasse par analyse du taux de ¹⁰ Be le long d'un profil vertical.	247
<i>III-3-3) Sites d'échantillonnage</i>	<i>248</i>
<i>III-3-4) Contraintes de chronologie relative.....</i>	<i>251</i>
<i>III-3-5) Résultats :</i>	<i>252</i>
III-3-5-1) Les échantillons de surface :	252
<i>III-3-5-2) Les échantillons profonds : estimations des âges d'exposition et du taux de dénudation</i>	<i>253</i>
<i>III-3-6) Discussion</i>	<i>257</i>
III-3-6-1) Ages d'exposition	257
III-3-6-2) Taux de dénudation.....	257
<i>III-3-7) Conclusion.....</i>	<i>260</i>
Discussions et conclusions générales.....	261
1- Le moteur de la tectonique active en Provence.....	263
<i>1-1) Les déformations post-Oligocènes en Provence contrôlées par l'évolution géodynamique de la chaîne alpine</i>	<i>263</i>
1-1-1) Chronologie et modalités de déformation.....	263
1-1-2) Répartition de la sismicité	265

<i>1-2) Le moteur de la déformation Plio-Quaternaire dans les Alpes</i>	<i>266</i>
1-3-1) Les processus internes	267
1-3-2) Les processus externes	267
1-3-3) Mécanismes du transfert de la déformation	268
<i>1-4) Tectonique de socle et/ou de couverture ?.....</i>	<i>269</i>
<i>1-5) Conclusions.....</i>	<i>269</i>
2- Répartition et vitesse de la déformation plio-quaternaire	270
3- Synthèse des résultats.....	272
Références bibliographiques	275
Liste des figures et des tableaux.....	303
Figures :.....	305
Tableaux :.....	316
Annexes	317
ANNEXE I: Article Clauzon et al., soumis	319

INTRODUCTION GENERALE

1) CONTEXTE DE LA THESE

La Provence a connu plusieurs séismes destructeurs au cours de son histoire, notamment celui de Lambesc le 11 juin 1909, responsable de 46 décès et de la destruction de plusieurs villages, comme Rognes, St Cannat, Lambesc, ainsi que des quartiers de la ville de Salon-de-Provence. Si l'intensité des séismes historiques est assez élevée (intensité maximale de VII à IX à périodicité séculaire), la Provence ne subit qu'une microsismicité très faible. Ces séismes de forte intensité ont eu un impact psychologique important sur les populations, bien que l'aléa sismique régional ne soit considéré que comme modéré à moyen d'après le GEPP (Groupe d'Etude et de Proposition pour le Prévention du risque sismique en France). Toutefois, la présence d'une forte densité de population et de nombreuses installations à risques (Seveso, nucléaires, barrages...) fait de l'estimation de l'aléa sismique un enjeu capital pour la région.

Ce travail de thèse a été initié grâce à une collaboration entre le CEREGE et le CEA de Cadarache débutée en 2004 et dont le but était l'étude de la déformation active en Provence en vue d'améliorer les connaissances actuelles de l'aléa sismique régional¹. Par ailleurs, ce travail a présenté un intérêt particulièrement grand pour la région PACA en 2005 lors de l'annonce de la décision d'installer le site d'expérimentation de fusion nucléaire ITER dans ce secteur. Cette thèse a donc été financée par le CEA de Cadarache et la région PACA. Elle a pour objectif la caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence, travail fondamental pour l'étude de l'aléa sismique régional.

Caractériser les déformations, c'est d'abord pouvoir les localiser et les quantifier, mais aussi comprendre les mécanismes responsables de la mise en place des structures potentiellement actives, afin de prévoir où et avec quelle intensité sont susceptibles de se produire des tremblements de terre, et d'estimer les temps de récurrence entre deux événements sismiques majeurs. On parle de façon générale de déformation récente pour les déformations correspondant à la dernière phase tectonique connue, supposée responsable de la sismicité actuelle. Dans cette thèse, le terme récent s'appliquera à la déformation « Plio-Quaternaire » (5 Ma à actuel).

¹ Les installations nucléaires de Cadarache sont construites selon la réglementation française, qui prend en compte ce risque de tremblement de terre. Les séismes de « référence » auxquels résistent les installations nucléaires de Cadarache ont été révisés en 2001 sur la base des meilleures méthodes et connaissances du moment. Ces séismes ont été « majorés » afin de bénéficier de marges de sécurité importantes, et ont été validés par l'Autorité de Sûreté Nucléaire. L'exploitant nucléaire doit cependant mettre à jour régulièrement sa connaissance des risques sismiques et réévaluer en conséquence les référentiels de sûreté de ses installations

2) OBJECTIFS

La Provence a intéressé des générations de naturalistes, aussi bien pour le côté grandiose de ses paysages et de son climat que pour son intérêt géologique. Ainsi, c'est par exemple en Provence que Marcel Bertrand élaborait les premières théories sur les nappes de charriage en 1885, travail qui s'avèrera très précurseur dans son domaine. D'autres géologues de renom s'y sont intéressés au XIX^e et début du XX^e siècle, tel que François Fontannes, Emile Haug ou Jean Goguel. La Provence a donc été une des premières régions françaises à être étudiée avec précision, tel qu'en témoignent les nombreuses références régionales faites dans la notice de la première carte géologique de la France publiée en 1848, et la présence de stratotypes servant de référence internationale (Aptien, Barrémien). L'abondante littérature scientifique existante en Provence est à la fois un avantage et un inconvénient pour la recherche actuelle. C'est un avantage car elle conserve le souvenir de nombreuses observations de terrain, parfois inaccessibles aujourd'hui à cause de l'anthropisation importante, mais c'est un inconvénient car les interprétations et les points de vue des auteurs sont souvent contradictoires, notamment à cause de l'évolution des courants de pensée et des concepts au cours du XX^e siècle.

Parmi l'évolution des concepts, la découverte de la tectonique des plaques en 1968 et de la crise de salinité messinienne en 1973, a eu des conséquences fondamentales sur la connaissance de la géodynamique provençale. Les études tectoniques de référence et la cartographie régionale ayant eu lieu pour l'essentiel dans les années 1960, avant la découverte de ces deux concepts majeurs, de nombreuses interprétations et observations doivent encore être réexaminées dans ce contexte.

Depuis une vingtaine d'années, le développement des outils d'analyse spatiale et de géomorphologie quantitative a entraîné l'essor des études néotectoniques, répondant à des préoccupations industrielles de plus en plus fortes dans la région. Ainsi, l'activité récente des structures sismogènes les plus importantes, tels que la faille de la Moyenne Durance ou celle de la Trévaresse a été largement étudiée. Cependant, une vue d'ensemble du domaine provençal est encore nécessaire afin d'en caractériser les déformations tectoniques récentes. De plus, certaines structures supposées sismogènes sont encore très mal connues et doivent être examinées avec une approche moderne. En plus de la présentation de nouveaux résultats, cette thèse tentera de faire une synthèse la plus exhaustive possible des travaux concernant la néotectonique, et leur réinterprétation éventuelle dans le cadre des connaissances régionales les plus récentes.

3) METHODOLOGIE

Pour quantifier la déformation, et plus particulièrement déterminer les vitesses de déplacement des failles, la méthode généralement utilisée consiste à étudier des marqueurs géologiques et

géomorphologiques déformés, dont la géométrie de mise en place est bien connue. En Provence, le Pliocène est marqué par le comblement de vallées incisées formées lors de la crise de salinité messinienne. Plusieurs marqueurs géologiques et géomorphologiques en résultent. Grâce notamment aux travaux de Georges Clauzon, ils sont bien cartographiés et bien contraints chronologiquement, ce qui en fait des objets de premier choix pour la quantification de la déformation récente. Au Quaternaire, la succession des cycles glacio-eustatiques provoque la mise en place de plusieurs marqueurs géomorphologiques notables comme des surface d'érosion, des terrasses et des cônes alluviaux. Le développement moderne d'outils de datations des terrains quaternaires ouvre des perspectives nouvelles pour la compréhension et la quantification de l'évolution des systèmes alluviaux, ce qui permet également de les utiliser comme marqueurs de la déformation.

4) PLAN DE LA THESE

Dans un premier temps, une synthèse géodynamique a été réalisée afin de replacer dans leur contexte les différents événements tectoniques qui se sont succédé pour aboutir à la structure actuelle de la Provence. Ensuite, après une présentation des structures régionales majeures, une étude détaillée, ciblée sur la faille de Salon-Cavaillon et les chaînons E-W associés, a permis de mettre en évidence le rôle de transfert majeur de cette faille et de mieux comprendre la structuration polyphasée des chaînons et le style tectonique associé.

La deuxième partie traite de la tectonique récente. Après un état des lieux concernant la néotectonique en Provence, l'étude de la déformation des marqueurs plio-quaternaires a permis de mettre en évidence (i) la propagation de la déformation récente vers le Sud du panneau provençal (au moins jusqu'au chaînon de la Fare) (ii) les bouleversements géomorphologiques associés à la tectonique récente avec l'exemple des détournements du cours aval de la Durance durant le Quaternaire, (iii) la présence de déformations tectoniques plio-quaternaires à l'Est de la faille de la Moyenne Durance.

La dernière partie fait le point sur la géomorphologie et tente, grâce aux développements récents des outils de géomorphologie quantitative, d'étudier et quantifier les relations entre tectonique et érosion en Provence.

PARTIE 1 : GEODYNAMIQUE ET STRUCTURE DE LA PROVENCE

I-1) HISTOIRE GEODYNAMIQUE DE LA PROVENCE REPLACÉE DANS LE CONTEXTE MÉDITERRANÉEN

Pour comprendre les déformations d'une région, il est capital de bien connaître son contexte géodynamique au cours des temps géologiques. Les déformations en Provence résultent de l'histoire cinématique complexe du domaine méditerranéen (Figure 1). L'évolution géodynamique de ce dernier est contrôlée par l'ouverture de l'océan Téthys durant le Mésozoïque (e.g. Stampfli et Borel, 2002). Depuis le Cénozoïque, elle est contrôlée par deux processus : (i) la convergence Afrique-Europe et la subduction vers le Nord de la plaque africaine, (ii) Le retrait du slab et l'extension arrière arc qu'il génère (e.g. Jolivet et Faccena, 2000). La Provence est située sur la marge Nord de la Téthys durant le Mésozoïque, tandis qu'elle subit les déformations résultant du raccourcissement Afrique-Europe durant le Cénozoïque, notamment lors de la formation des chaînes pyrénéennes et alpines, entre lesquels elle est prise en tenaille (Figure 1). Nous nous intéresserons donc, dans cette première partie, à retracer les grands traits de l'évolution géodynamique de l'aire méditerranéenne depuis la fin de l'ère paléozoïque jusqu'à l'actuel, afin de pouvoir replacer les déformations de la Provence dans leur contexte.

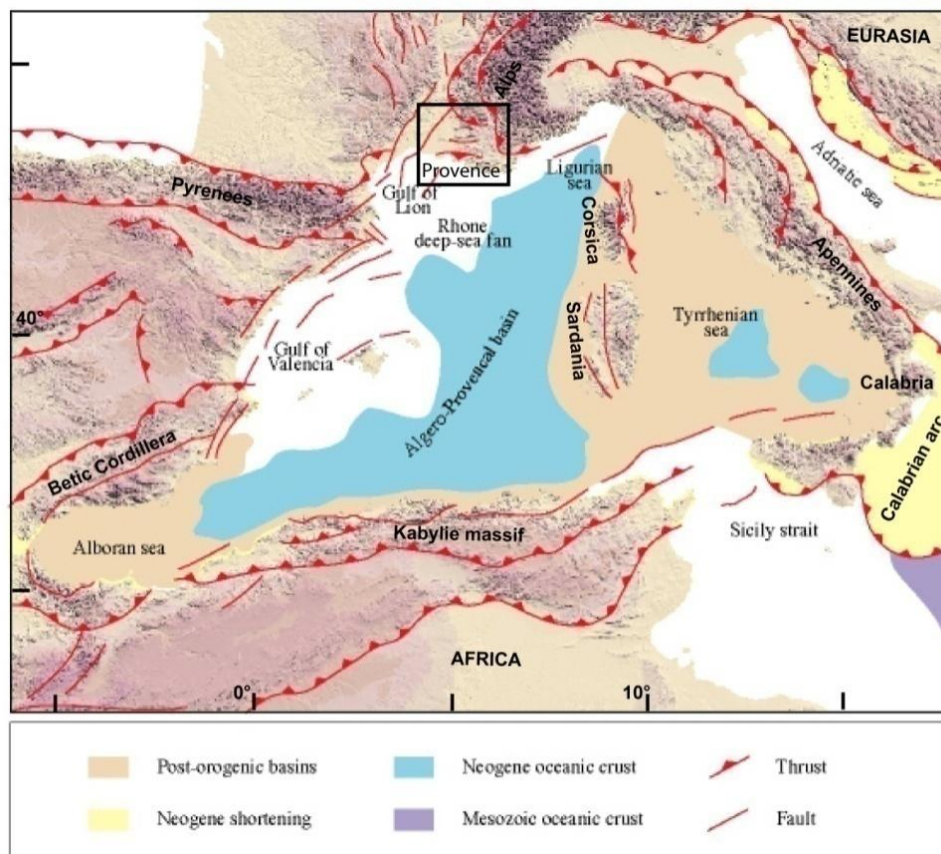


Figure 1 : Contexte morpho-tectonique de la méditerranée occidentale (modifié d'après Barrier et al., 2004, dans www.ifremer.fr)

I-1-1) L'ANTE-TRIAS (-250 MA)

La fin de l'ère Paléozoïque se caractérise par l'effondrement de la chaîne Hercynienne (du Carbonifère supérieur à 330 Ma, jusqu'au début du Permien à 270 Ma) par amincissement crustal de type «basin and range» (Ménard et Molnar, 1988). Les structures tardi-hercyniennes se caractérisent par des accidents orientés NE-SW à NNE-SSW et E-W à ESE-WNW qui constituent un pré-découpage du continent Pangée (Arthaud et Matte, 1975) (Figure 2). Les accidents tectoniques majeurs de l'Europe de l'Ouest résultent de ce découpage. En Provence, ces orientations seront celles qui domineront pour toutes les déformations postérieures.

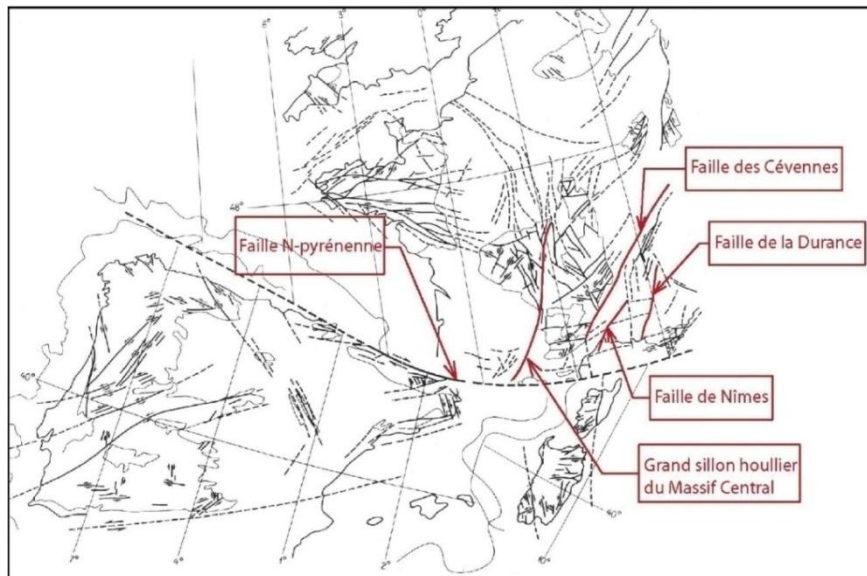


Figure 2: Carte des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie, de Corse et Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifié dans Leleu, 2005).

I-1-2) TRIAS A CRETACE INFÉRIEUR : RIFTING TETHYSIEN (250 – 125 MA)

Durant la période du Trias au Crétacé inférieur, la Provence constitue une partie proximale de la paléo-marge Nord-Ouest de la Téthys alpine (Figure 3). Des bassins intracontinentaux se mettent en place suite à l'ouverture de l'océan Ligure, réutilisant les accidents tardi-hercyniens de direction NE-SW (Lemoine et Trümpy, 1987). Au Trias, la série sédimentaire de type germanique (i.e. Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) se dépose dans ces bassins (Ricour, 1960 ; Curnelle et Dubois, 1986), qui s'approfondissent au Lias et au Dogger en réponse à l'ouverture du bassin liguro-piemontais (Lemoine, 1984 ; Rudkiewicz, 1988). Cette ouverture aboutit même à la création d'un plancher océanique au Dogger supérieur (Figure 3). Ces bassins s'intègrent dans le système de la Téthys alpine, qui dérive du système d'ouverture de l'Atlantique qui, dans sa progression vers le Nord, a effectué une tentative d'incursion sur

le méga-continent Pangée qui constituait alors une immense pénéplaine (Stampfli et Borel, 2002). La Téthys alpine se met donc en place entre l'Afrique et l'Europe (Figure 3), tandis qu'une dérivation de cette branche océanique s'ouvre aussi parallèlement au Nord permettant la mise en place d'une croûte océanique entre l'Ibérie et le reste de l'Europe au Crétacé inférieur, formant la Néo-Téthys (Stampfli et Borel, 2002).

Durant cette période, d'importantes formations carbonatées se déposent en Provence occidentale, essentiellement à partir du Bathonien et jusqu'au Barrémien (Masse et al., 2003). Au Nord de l'accident de Ventoux-Lure, les faciès sont plus distaux, les calcaires passant essentiellement à des faciès marneux dans le bassin vocontien (Flandrin, 1964).

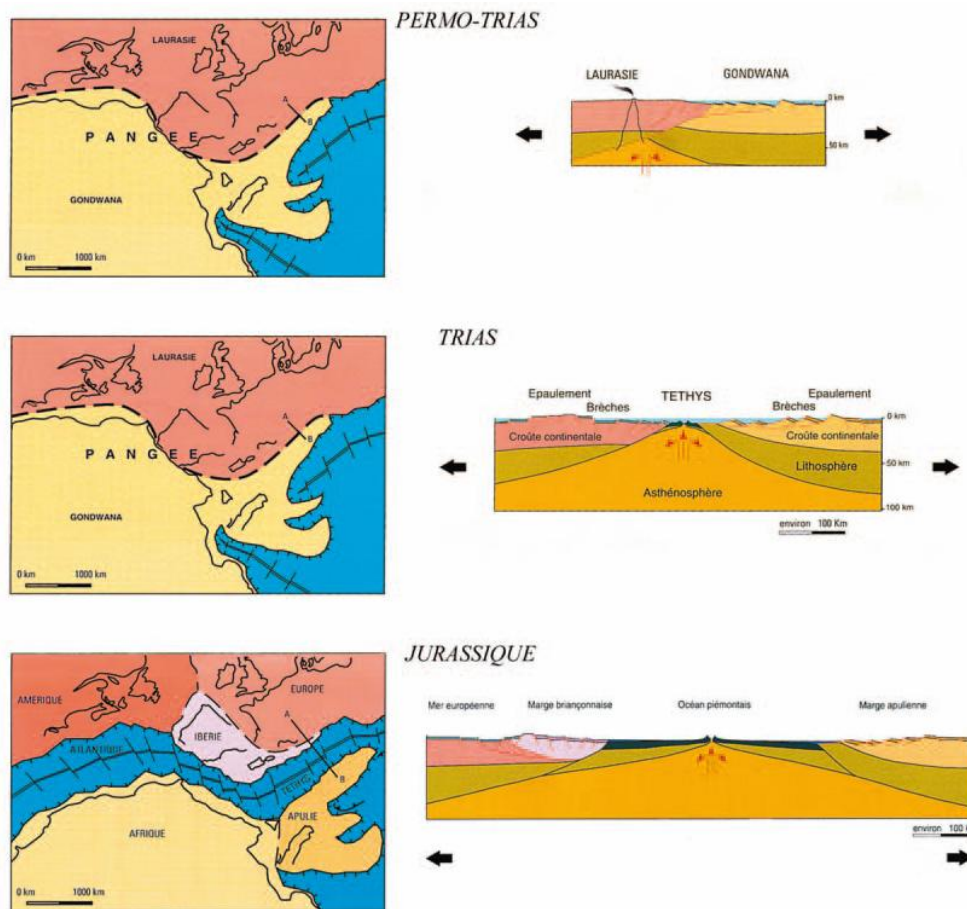


Figure 3 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Trias au Jurassique (d'après Marthaler, 2001).

I-1-3) CRETACE MOYEN : LE BOMBEMENT DURANCIEN (125 - 115 MA)

Entre le Berriasien et l'Aptien, la Provence subit une autre période de rifting, liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Sibuet et al., 1979 ; de Graciansky et al., 1985), elle-même provoquée par le début de

la subduction de la Neo-Téthys (Sibuet et al., 2004) (Figure 4). Il se développe alors une plate forme carbonatée à faciès urgonien du Sud de la Provence au bassin liguro-piemontais. La plateforme est ensuite soumise à une phase de déformation méso-crétacée, provoquant l'exondation d'un haut structural orienté E-W, connu sous le nom d'Isthme Durancien (Gignoux, 1925), ou bombement durancien. Ce haut structural, localisé au niveau de la basse Durance actuelle formait une barrière non continue entre le bassin vocontien au Nord et l'océan liguro-piemontais au Sud. Ce bombement a été soumis à une forte érosion responsable de la formation de bauxites en discordance sur un substratum Jurassique à Crétacé inférieur. Cette déformation, d'abord interprétée comme résultant d'une phase compressive (Masse et Philip, 1976) semble plutôt s'expliquer par un régime en extension NW-SE provoquant une structure en blocs basculés (Philip et al., 1987 ; Chorowicz et Mekarnia, 1992) (Figure 5). Cette extension est également observée dans les chaînes subalpines (de Graciansky et al., 1987; de Graciansky et Lemoine, 1988). En effet, la discordance des terrains du Crétacé moyen dans le Devoluy a été signalé comme résultant d'une « phase orogénique anté-sénonienne » (Lory, 1887 ; Goguel, 1947 ; Flandrin, 1966). Cette discordance repose sur des plis symétriques à flancs subverticaux. Les mesures de directions de courant des dépôts albiens et cénomaniens du bassin vocontien montrent également la présence d'antiformes E-W déjà en place à cette époque (Fries et Parize, 2003). Ces plis symétriques à flancs sub-verticaux sont vraisemblablement mis en place grâce à des remontées diapiriques de sel du Trias résultant de l'extension. En effet, des indices de cette tectonique salifère se retrouve du Jurassique (présence de Trias injecté dans les Terres Noires de l'Oxfordien) (Desmaison et al., 1988) jusqu'au Crétacé inférieur (Graciansky et Lemoine, 1988 ; Mascle et al., 1988).

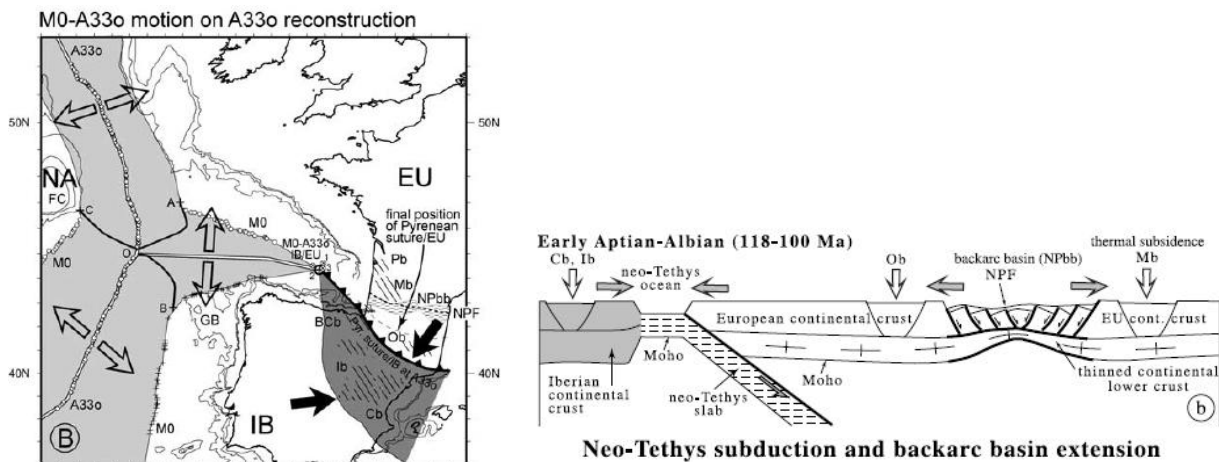


Figure 4 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe à l'Aptien-Albien. La carte montre l'importance de l'ouverture du golfe de Gascogne dans le mouvement de rotation de la plaque Ibérie, entraînant la subduction de la Néo-Téthys sous l'Europe. L'extension généralisée dans l'arrière pays est interprétée comme résultant de l'extension arrière-arc liée à la subduction. D'après Sibuet et al. (2004).

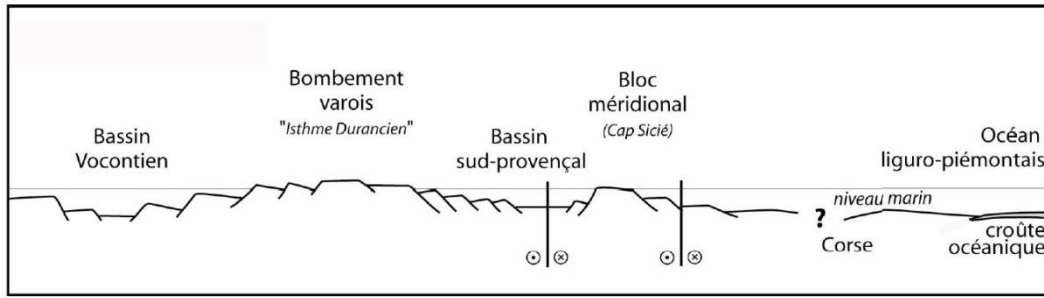


Figure 5: Structure du domaine provençal au Crétacé moyen (d'après Vially et Trémolières, 1996).

I-1-4) CRETACE SUPERIEUR A EOCENE : LA PHASE « PYRENEENNE »² (90 - 40 MA)

Au Santonien, un changement majeur dans la cinématique de la plaque ibérique (Rosenbaum et al., 2002) provoque la phase tectonique dite « pyrénéenne » ou, régionalement « pyrénéo-provençale ». La progression de l'ouverture de l'Atlantique Nord provoque l'arrêt de l'ouverture de la Thétys alpine et le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe, qui se traduit par le début de la collision entre ces deux continents suite à la subduction de la Néothétys (Stampfli et Borel, 2002 ; Sibuet et al., 2004) (Figure 6). Cette collision aboutit à la surrection des Pyrénées et des chaînes catalanes, de la fin du Santonien jusqu'au début de l'Oligocène, avec un pic de surrection maximum à l'Eocène (Mattauer, 1968 ; Roure et Choukroune, 1998 ; Fitzgerald et al., 1999). Cette convergence se traduit par des directions de compression stables orientées quasiment N-S sur toute la plate forme européenne (Bergerat, 1987 ; Le Pichon et al., 1988).

Dans un même temps, pour le domaine alpin, la convergence entre la plaque européenne et la plaque apulienne (considérée comme un appendice de la plaque africaine) va aboutir à la subduction du domaine océanique téthysien ainsi qu'à son obduction partielle, permettant la préservation de son témoignage (ophiolites) dans le prisme orogénique (Stampfli et al., 1998) (Figure 6). Cette subduction océanique aboutit à l'enfouissement des unités de la plaque européenne à de grandes profondeurs, entraînant la formation d'un métamorphisme de haute pression, voire d'ultra-haute pression, daté du Crétacé supérieur à Eocène (Pognante, 1991 ; Spalla et Lardeaux, 1996 ; Duchêne et al., 1997). La compression associée à cette phase provoque également un raccourcissement N-S enregistré dans la partie interne de la chaîne (Ford et al., 2006), tandis que les « calcaires à nummulites » (Paléogène) des zones externes présentent des évidences de tectonique syn-sédimentaire en extension (Meckel et al., 1996). Classiquement dans cette partie des Alpes, les structures résultantes d'une compression N-S ont été

² Pour une meilleure clarté, le terme « phase pyrénéenne » ne désignera pas seulement l'âge des déformations, mais aussi leur source. Ainsi, il sera utilisé pour des déformations fini-Crétacé à Eocène, et dont le moteur est relié à la mise en place de l'orogène pyrénéen. Il en sera de même pour la « phase alpine », qui désignera des déformations reliées à la géodynamique des Alpes.

attribuées à la phase « pyrénéenne », mais le manque de contraintes chronologiques incite à rester prudent sur la part relative de la structuration « pyrénéenne » et « alpine ». La concomitance de contraintes résultant de deux sources différentes (fin de la collision Ibérie et Europe et subduction Apulie-Europe) rend complexe la compréhension des processus géodynamiques aboutissant à la structuration éocène dans les Alpes du Sud-Ouest (Lacombe et Jolivet, 2005). Dans la partie sud du massif du Pelvoux, des évidences de déformation tectonique, par écaillage de socle dans des dépôts jurassiques scellés par les calcaires à nummulites, montrent l'importance de la phase majeure de compression anté-transgression nummulitique (Gidon, 1979). Ces déformations « pyrénéennes » seraient relayées jusque dans les Alpes par les grands accidents tardi-hercyniens tels que les systèmes de failles des Cévènnnes et de la Moyenne Durance (Gidon, 1974).

Dans le Sud-Est de la France, les dépôts-centre des bassins de sédimentation se déplacent vers le Nord. Au Cénomaniens, la transgression marine inonde le Sud de la Provence et progresse vers le Nord-Est jusqu'au Santonien. Des plates-formes carbonatées à Rudistes se forment sur la marge méridionale du relief créé par le bombement Durancien (Philip, 1970; Jolet, 1996, Philip, 1998), alors que plus au Sud, la sédimentation est carbonatée et silicoclastique, issue d'un massif probablement rattaché au bloc Corso-Sarde (Bertrand, 1892; Blanc, 1951 ; Philip, 1970). Des reliefs orientés E-W apparaissent ensuite dans toute la zone provençale (Corroy et al., 1964 ; Guieu, 1967 ; Tempier, 1987). Cette structuration débute par une première phase de plissement fini-Crétacé/Paléocène (Corroy et al., 1964 ; Leleu, 2005), classiquement interprétée comme de la déformation d'avant-pays (Arthaud et Séguret, 1981), mais qui pourrait être attribuée à un flambage lithosphérique (Leleu, 2005). La phase majeure de compression, qui conduit à la mise en place des chevauchements principaux et des nappes de Provence orientale a lieu à l'Eocène moyen (Lutétien ou Bartonien) (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925 ; Guieu, 1967, Tempier, 1987). Elle est donc concomitante de la phase « pyrénéenne ».

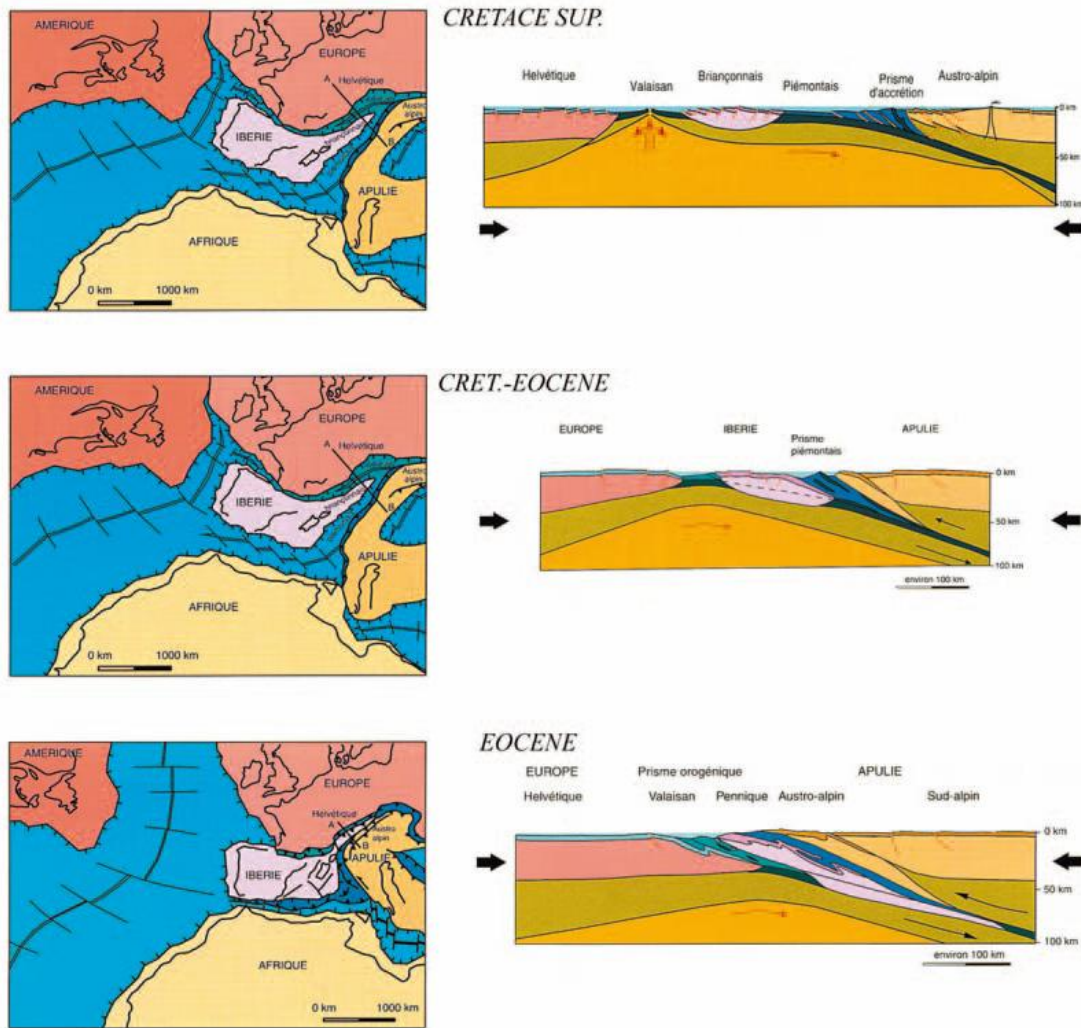


Figure 6 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Crétacé à l'Eocène (d'après Marthaler, 2001)

I-1-5) LES PHASES D'EXTENSION OLIGO-MIOCENES (35 – 20 MA)

A la fin de l'Eocène et à l'Oligocène, la subduction de l'Apulie sous l'Europe va se transformer en collision, provoquant la mise en place d'un prisme orogénique et la tectonique de nappe dans les Alpes (Choukroune et al., 1986; Ménard, 1988; Schmid et Kissling, 2000; Ford et al., 2006) avec une déformation importante en domaine ductile (Trümpy, 1960 ; Lemoine et al., 2000 ; Schmid et Kissling, 2000). Cette collision est à l'origine d'une réorientation de la direction de convergence (passant de N-S à NW-SE) de la plaque apulienne par rapport à l'Europe (Schmidt et al., 1996 ; Ford et al., 2006), ayant pour conséquence le développement d'une phase d'extension E-W sur la plate-forme européenne, à l'origine du système de rift Ouest-européen (Bergerat, 1985; 1987 ; Le Pichon et al., 1988 ; Hippolyte et al., 1991; Ziegler, 1992 ; Séranne, 1999) (Figure 7). Elle s'accompagne d'un amincissement crustal suivi

par une activité volcanique importante dès la fin de l'Oligocène dans le Massif Central (Michon et Merle, 2001).

Du Rupélien au Chattien moyen, l'extension E-W attribuée au rifting Ouest-européen est enregistrée dans les grabens oligocènes de Provence (Bergerat, 1985; Villeger et Andrieux, 1987; Hippolyte et al., 1993). Le remplissage des bassins formés lors de cette phase tectonique peut atteindre plus de 3000 m d'épaisseur.

A la fin de l'Oligocène, le bassin liguro-provençal commence à s'ouvrir (e.g. Hippolyte et al., 1993; Mauffret et Gorini, 1996; Roca et al., 1999), entraînant la dérive du bloc Corso-Sarde qui subit une rotation antihoraire de 25° à 30° à l'Aquitainien-Burdigalien (Edel, 1980, Orsini et al., 1980; Rehault, 1981) (Figure 8). Le bassin liguro-provençal (comme le bassin Tyrrhénien) serait un bassin d'arrière-arc lié à la subduction située au front des Apennins (Jolivet et Faccenna, 2000; Faccenna et al., 2003; Lacombe et Jolivet, 2005) (Figure 7).

Le début du rifting liguro-provençal à la fin du Chattien se caractérise dans les grabens de la Provence méridionale par un taux de subsidence 14 fois plus grand qu'au Rupélien (Nury, 1984) et une fracturation résultant d'une extension d'orientation NNW-SSE (Hippolyte et al., 1993, Mauffret et Gorini, 1996) (Figure 7).

La fin du Burdigalien marque la fin du paroxysme de la dérive du bloc Corso-Sarde (Gattacceca, 2001 ; Gattacceca et al., 2007) (Figure 8) provoquée par la collision entre ce bloc et l'Italie, responsable de la formation de la chaîne des Apennins. Le bassin liguro-provençal s'océanise, permettant la formation d'une surface de transgression dans tout le domaine Languedo-provençal. D'un point de vue paléogéographique, la série miocène peut être découpée en trois grands ensembles bien distincts, séparés par des surfaces d'érosion majeures cartographiées sur l'ensemble du bassin d'avant-pays (Besson, 2005). La sédimentation de ces ensembles, correspondant respectivement au Burdigalien, Langhien, et Tortonien, est contrôlée par les variations eustatiques et les déformations tectoniques affectant l'avant-pays alpin. Chacun de ces ensembles comprend plusieurs séquences de dépôt, avec un modèle de sédimentation par remplissage de paléo-vallées en « emboîtement-déboîtement » pour le Langhien et le Tortonien (Besson et al., 2005). Ces surfaces d'érosion très étendues apparaissent donc comme résultant d'incisions fluviales, ce qui implique la vidange de l'ensemble du bassin rhodanien et le retrait de la ligne de côte jusqu'au Golfe du Lion à plusieurs reprises durant le Miocène (Besson, 2005).

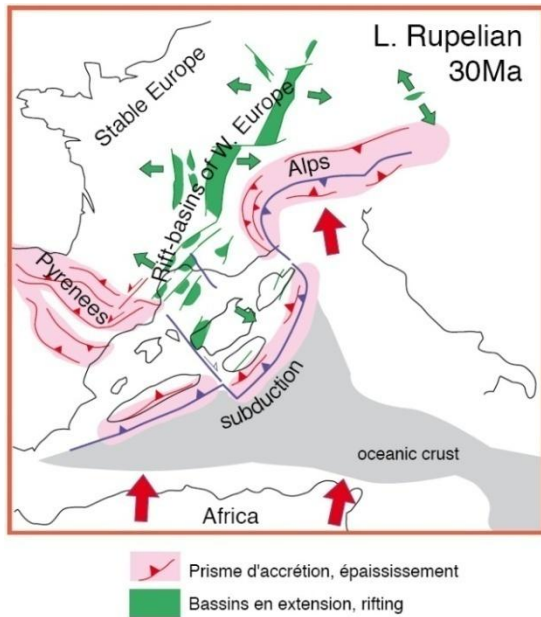


Figure 7 : Reconstitution géodynamique du domaine NW méditerranéen à la fin du Rupélien (d'après Séranne et Merle, 1999)

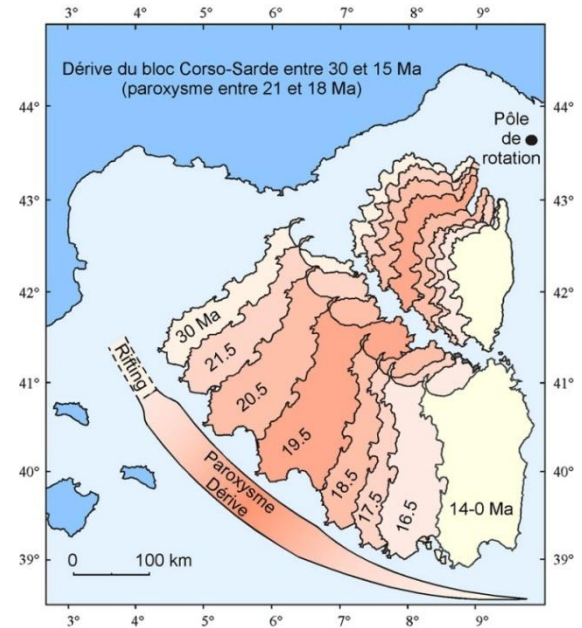


Figure 8 : Reconstitution paléogéographique du bloc Corso-Sarde de l'Oligocène au Miocène (d'après Gattacceca, 2001, modifié dans Besson, 2005)

I-1-6) LA PHASE DE COMPRESSION « ALPINE » : OLIGOCENE A MIOCENE MOYEN (25 – 12 MA)

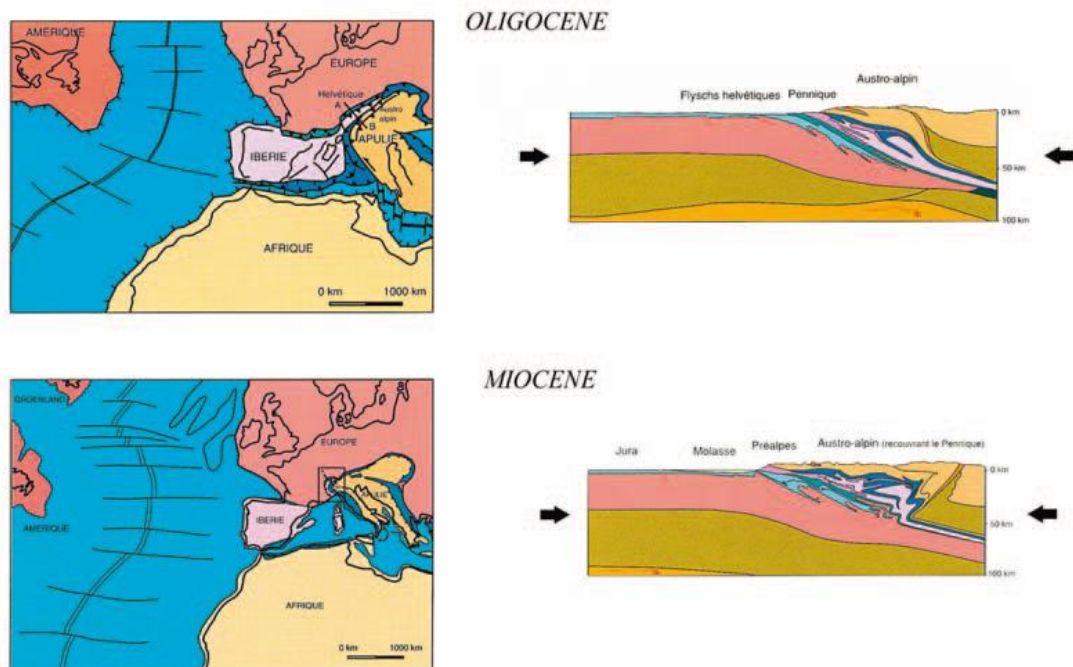
La convergence entre l'Afrique et l'Europe se poursuit depuis la fin de l'Eocène (Rosenbaum et al., 2002), provoquant l'avancée du front alpin vers le Nord-Ouest (Figure 9).

Au Miocène, la déformation s'exprime en domaine cassant dans les Alpes, avec des chevauchements qui se propagent des domaines internes vers les domaines externes (vers le Nord et l'Ouest). Ces chevauchements affectent principalement la marge européenne, permettant la mise en place des chaînes subalpines externes, pendant que les nappes de couverture mises en place à l'Oligocène sont déformées par le soulèvement des massifs cristallins externes (Gratier et al., 1989; Burkhard, 1990; Seward et Mancktelow, 1994) (Figure 9). Les bassins flexuraux d'avant-pays se mettent en place de l'Oligocène au Miocène moyen, enregistrant la déformation syn-tectonique des massifs externes (Wildi et Huggenberger, 1993) (Figure 9).

L'histoire alpine est également marquée par une importante déformation décrochante qui affecte toutes les unités tectoniques (Goguel, 1963; Gidon, 1974; Choukroune et al., 1986). L'origine géodynamique de ces décrochements liés à des rotations (Collombet et al., 2002) serait probablement associé à la rotation anti-horaire de la micro-plaque apulienne (Stampfli et al., 2002) (Figure 9). Les

derniers épisodes compressifs de l'orogène alpin conduisent à la mise en place du Jura et de la nappe de Digne, postérieurement à l'exondation des bassins d'avant-pays (Gidon et Pairis, 1992 ; Becker, 2000).

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, en Provence, cette période est essentiellement contrôlée par une extension liée à l'ouverture du bassin liguro-provençal et à la rotation du bloc Corso-Sarde. Néanmoins, les études récentes de Besson (2005), montrent qu'une incision importante, liée à une phase de surrection tectonique, a lieu au Burdigalien terminal. L'absence de décalage important post-Burdigalien et anté-Langhien sur les chevauchements provençaux indique une déformation verticale de grande ampleur interprétée par Besson (2005) comme étant le résultat d'un bombement soit lithosphérique (en relation avec l'activité volcanique du Massif Central), soit lié à la mise en compression du panneau de couverture nord-provençal suite à la fin de la rotation du bloc Corso-Sarde.



I-1-7) LA PHASE « JURASSIENNE » : MIOCENE MOYEN A SUPERIEUR (12 – 6 MA)

Lors du Miocène moyen à supérieur, le front compressif des Alpes se propage progressivement vers les zones externes, entraînant la formation du Jura, des nappes et des chaînons d'avant-pays (Figure 10). Le Jura commence à se former, dans la partie septentrionale, autour de 10 Ma (Guellec et al., 1990 ; Becker, 2000), tout comme les nappes méridionales (Clauzon et al., 1987 ; Gidon et Pairis, 1992). Au niveau des zones internes des Alpes, l'interaction entre les forces tectoniques compressives (forces de

bordure) et les forces gravitaires ou forces de volume (de plus en plus importante avec l'épaississement de la croûte et l'élévation de la chaîne) entraîne un découplage crustal entre une compression profonde et une extension superficielle parallèle à l'orogène, favorisant la mise en place de structures en dôme comme les massifs cristallins internes de Dora Maira, de la Vanoise et du Mont Rose (Ballèvre et al., 1990; Rolland et al., 2000; Tricart et al., 2004; Schwartz et al., 2007) (Figure 10). Le Jura et les chaînons d'avant-pays sont contrôlés par une tectonique de couverture (thin-skinned), avec un niveau de décollement majeur situé dans les évaporites du Keuper (e.g. Affolter et Gratier, 2004).

En Provence, la fin de la rotation du bloc Corso-Sarde au Burdigalien terminal (Gattacceca, 2001 ; Besson, 2005) provoque la mise en compression du bassin, suivie d'une inversion tectonique au début du Langhien (Villéger, 1984 ; Combes, 1984 ; Ritz, 1991 ; Séranne, 1999 ; Baroux, 2000), caractérisée par une cinématique en compression E-W lié à la mise en place de l'édifice alpin (Bellier et Vergély, 1987 ; Blès et Gros, 1991). D'après Villéger (1984), cette phase d'âge langhien ne semble pas avoir créée de déformations « mésostructurales » ou régionales, exceptées quelques lacunes de sédimentation au niveau des bordures des bassins de Pertuis et Valréas (Aguilar et Clauzon, 1979).

Comme pour le Jura et les nappes d'avant pays des Alpes, la phase majeure de déformation en Provence débute au Serravalien (12 Ma) (Villéger, 1984 ; Clauzon, 1984 ; Clauzon et al., soumis, en Annexe1). La direction moyenne de compression est N165°E en Provence occidentale. Elle varie aux abords de la faille de la Moyenne Durance (N115°E) (Baroux, 2000). La déformation Miocène du domaine provençal semble être décroissante du Nord au Sud (Champion et al., 2000), ce qui permet de proposer un modèle de propagation de la déformation vers le Sud grâce aux grandes failles décrochantes d'orientation N-S à NE-SW, notamment celle de la Moyenne Durance qui constitue ainsi une rampe latérale majeure dans le modèle tectonique régional (Champion et al., 2000 ; Chardon et Bellier, 2003 ; Guignard et al., 2005). Plus à l'Ouest, au niveau de la faille de Nîmes, les molasses du Miocène moyen et supérieur sont affectées par une compression E-W, provoquant la formation de failles inverses et de plis N-S (Combes, 1984 ; Peulvast et al., 1999 ; Baroux, 2000 ; Schlupp et al., 2001). En Languedoc, la surface de transgression tortonienne apparaît pratiquement non déformée, avec un faible pendage vers le Sud, ce qui permet de considérer la faille de Nîmes comme la limite occidentale du raccourcissement lié à la tectonique alpine dans le Sud-Est de la France (Champion et al., 2000).

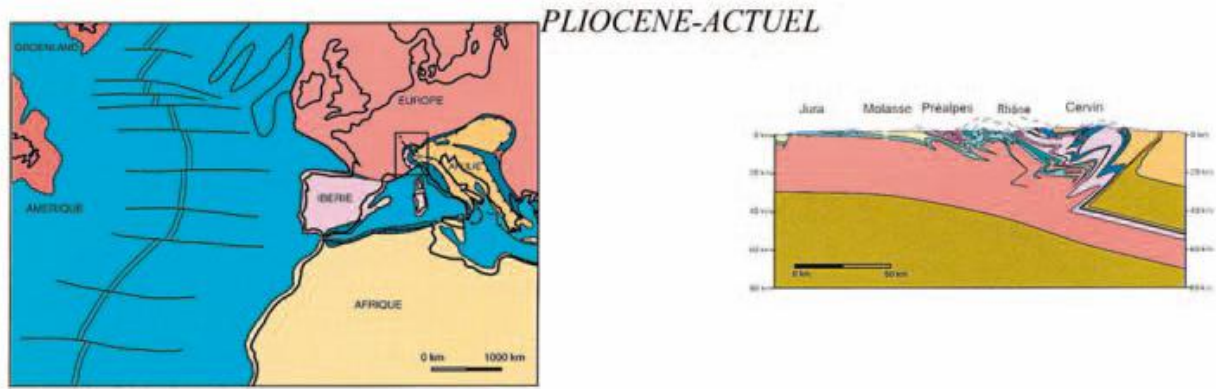


Figure 10 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe au Pliocène (d'après Marthaler, 2001).

I-1-8) LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE (5.9 - 5.3 MA)

A la fin du Miocène, la Méditerranée se trouve isolée de l'océan Atlantique suite à la fermeture du détroit de Gibraltar (e.g. Clauzon et al., 1996). La mer s'évapore alors, précipitant du gypse et du sel au fond du bassin, à plus de 1500 m de profondeur (Ryan et al., 1973). Cet abaissement brutal du niveau de base provoque sur le continent une incision importante du réseau hydrographique, formant des canyons pouvant atteindre plus de 1000 m de profondeur tout autour du bassin méditerranéen (Clauzon, 1973 ; 1978 ; 1979 ; 1982 ; Chumakov, 1973). La cause de la fermeture du détroit de Gibraltar ne peut être expliquée que par des phénomènes tectoniques (Hsü et al., 1973 ; Hsü, 1977). Deux hypothèses ont été proposées pour expliquer cette fermeture : (i) Les conséquences directes du raccourcissement N-S lié à la convergence Afrique-Europe, (Krijgsman et al., 1999 ; Martin et al., 2000 ; Garcés et al., 2001 ; Warny et al., 2003) ; (ii) le retrait vers l'Ouest du slab Betic (Figure 11), qui pourrait provoquer une surrection régionale à l'échelle lithosphérique (Duggen et al., 2003, 2004). Les travaux les plus récents montrent que le moteur serait la convergence Afrique-Europe ; le retrait du slab Betic ayant eu un effet retardataire sur l'âge de la crise (Jolivet et al., 2006). Une carte du contexte géodynamique de la méditerranée durant la crise de salinité messinienne est présentée en Figure 11.

La Méditerranée est de nouveau immergée à 5.32 Ma (Clauzon et al., 1996). A terre, les canyons créés durant la crise sont envoyés, formant des rias qui vont se combler par les produits d'érosion provenant du démantèlement des reliefs avoisinants durant tout le Pliocène. En Provence, la fin du remplissage est estimée à environ 2 Ma (Clauzon, 1996 ; Dubar et al., 1998). La cause de cette remise en eau extrêmement rapide (de l'ordre d'une dizaine d'années (Blanc, 2002)) est probablement due à une réouverture du détroit de Gibraltar par érosion régressive (Loget et al., 2005), couplée à une hausse eustatique liée à un réchauffement qui débute à 5.55 Ma (Hodell et al., 2001 ; Vidal et al., 2002). En effet,

aucun changement significatif dans la cinématique des plaques de l'aire méditerranéenne n'est à signaler à cette période (Jolivet et al., 2006).

Cet évènement majeur a pu provoquer des déformations verticales de grande longueur d'onde liées au rebond isostatique résultant d'une telle décharge (Clauzon et al., 2004 ; Mocochain, 2007 ; Ryan, 2007, Tassy, 2008).

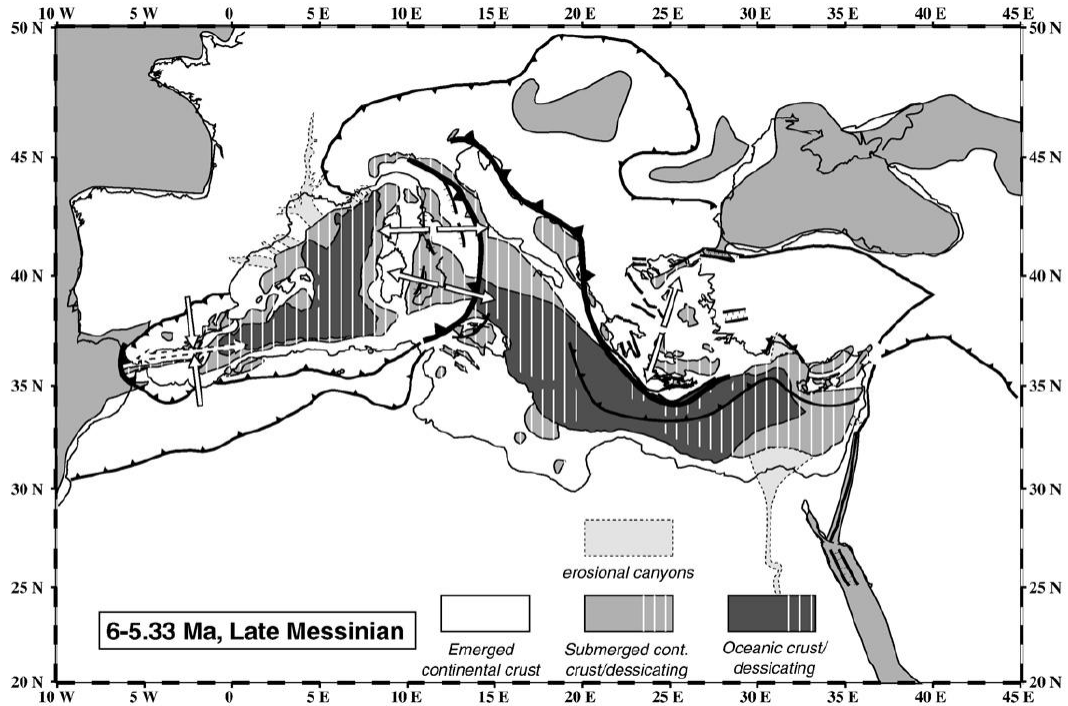


Figure 11 : Contexte géodynamique de la Méditerranée durant la crise de salinité messinienne (d'après Jolivet et al., 2006)

I-1-9) LE PLIO-QUATERNAIRE (6 – 0 MA)

L'état de contrainte plio-quaternaire dans les Alpes est caractérisé par une extension généralisée dans les zones internes de la chaîne (Sue et al., 1999 ; Champagnac et al., 2004) (Figure 12). L'analyse de la fracturation montre un changement de régime au Pliocène, passant d'un régime en extension parallèle à la chaîne à un régime en extension perpendiculaire à l'orogène (Champagnac et al., 2004) (Figure 12), accompagné d'une augmentation de l'exhumation (Bogdanoff et al., 2000 ; Cederbom et al., 2004 ; Vernon et al., 2008). Dans les zones externes, le régime tectonique est caractérisé par un champ de contrainte transpressif (Baroux, 2000 ; Champagnac et al. 2004)..

Dans le Jura, la tectonique de couverture (thin-skinned) du Miocène supérieur devient une tectonique de socle (thick-skinned) à l'actuel (Becker, 2000). Ce changement de régime de contrainte a également lieu pendant le Pliocène (Ustaszewski et Schmidt, 2007 ; Madritsch et al., 2008). En Provence,

un changement de régime est également observé à cette date le long de la faille de la Moyenne Durance grâce à l'étude détaillée de la cinématique des failles (Baroux, 2000). Il passe d'un régime compressif de direction $\sigma_1 = N110^\circ E$ à un régime transpressif de direction de compression $N150^\circ E$.

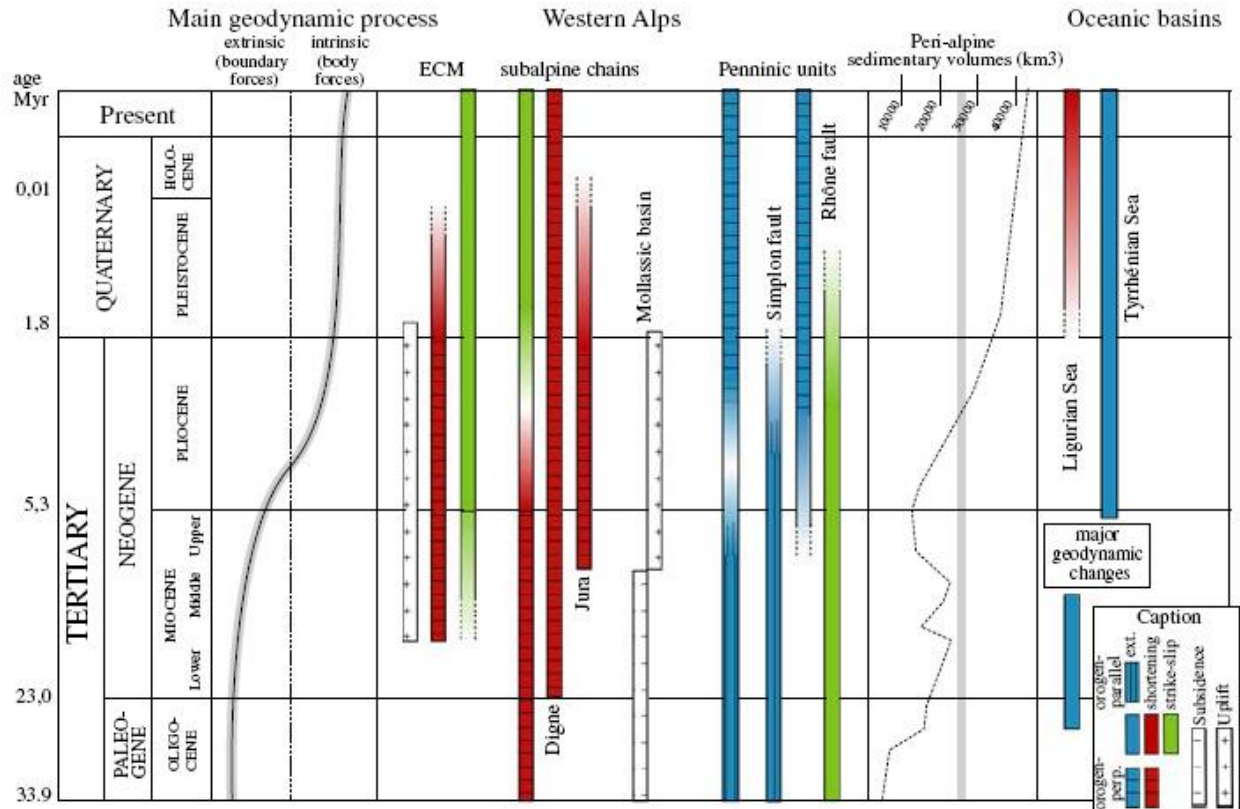


Figure 12 : Diagramme synthétique montrant l'évolution tectonique des zones alpines et péri-alpines et les processus géodynamiques associés. La courbe de droite représente la quantité de sédiments provenant des Alpes et déposés dans les bassins périphériques (d'après Kuhlemann et al., 2000). (D'après Sue et al., 2007).

I-1-10) L'ACTUEL

Actuellement, la convergence entre l'Europe et l'Afrique est de l'ordre de 5 mm/an (Argus et al., 1989; DeMets et al., 1990 ; 1994 ; Rosenbaum et al., 2002, Nocquet et Calais, 2004). Les mesures GPS montrent qu'elle est essentiellement accommodée par des déformations se situant dans un domaine compris entre l'Espagne, la Sardaigne, la Sicile et l'Afrique du Nord (Calais et al., 2001 ; 2002 ; Nocquet, 2002). Au Nord de cette zone, les gradients de déplacements liés à la tectonique des plaques (convergence Afrique et Europe, ouverture de l'Atlantique...) sont très faibles (Figure 13).

Ferhat et al. (1998) propose que le déplacement horizontal cumulé des failles décrochantes de Provence ne puisse excéder 2 mm/an. Les mesures effectuées à partir du réseau GPS permanent (Calais et al., 2001 ; 2002 ; Nocquet et Calais, 2004) indiquent un régime de contrainte en extension

perpendiculaire à la chaîne dans les Alpes internes, avec des mouvements de l'ordre de 2 mm/an (Figure 13), tandis que le régime de déformation change dans les zones externes, notamment dans le Sud des Alpes occidentales (Provence, Moyenne Durance, nappe de Digne, arcs de Castellane et de Nice, marge Ligure), passant à un régime en compression orienté NW-SE, aboutissant à un raccourcissement NW-SE à N-S de l'ordre de 1 mm/an. Les mouvements résiduels au travers de la chaîne alpine ne dépassent pas 3 mm/an (Figure 13).

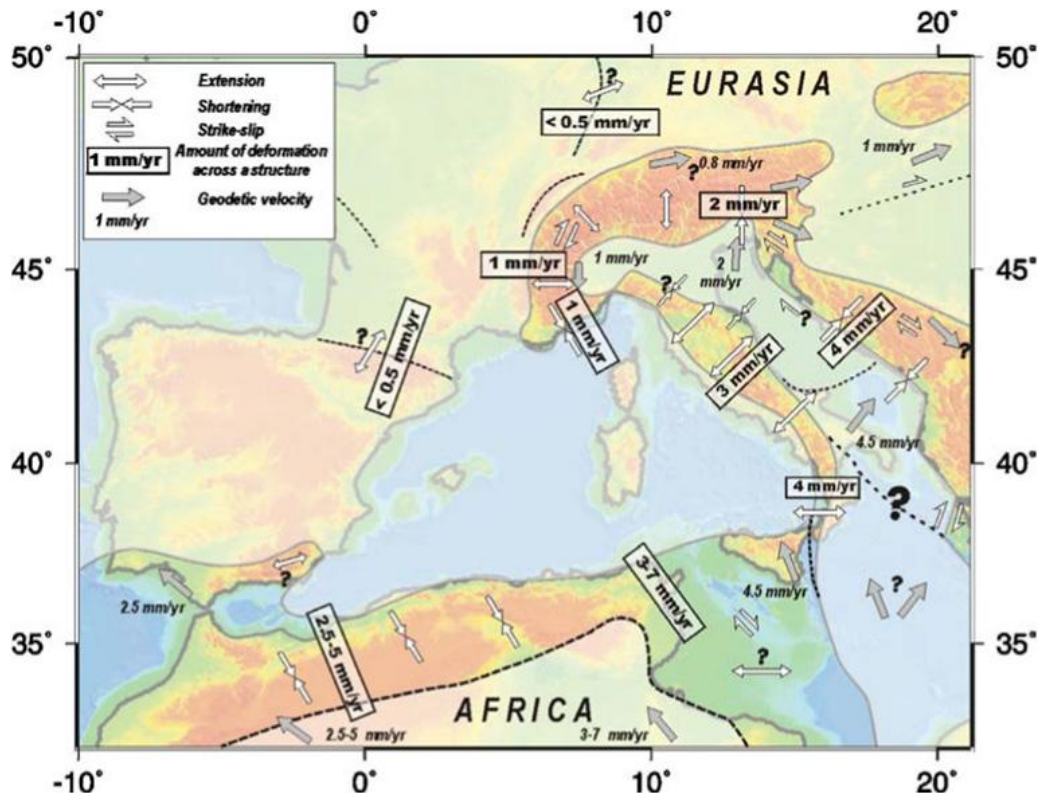


Figure 13 : Carte schématique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Eurasie dans le domaine ouest-méditerranéen. Les zones où s'exprime la déformation active apparaissent plus foncées. Les flèches grises correspondent au mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe. (d'après Nocquet et Calais, 2004)

Dans les Alpes, la sismicité est concentrée dans la partie interne, le long des arcs briançonnais et piémontais. La sismicité de l'arc Briançonnais est caractérisée par des solutions focales en extension jusqu'à une profondeur de 10 km. Les failles actives majeures, à pendage vers l'Est, semblent se connecter au front Pennique en profondeur (Sue et al., 1999). La sismicité de l'arc piémontais présente des caractéristiques similaires, avec des mécanismes au foyer principalement en extension et des profondeurs comprises entre 5 et 20 km (Sue et al., 1999 ; Delacou et al., 2004). En revanche, dans les zones externes et l'avant-pays, la sismicité est plus dispersée et les mécanismes au foyer indiquent un régime compressif dominant (Baroux et al., 2001 ; Delacou et al., 2004 ; Sue et al., 2007) (Figure 14), bien que la basse vallée du Rhône et la partie interne de la nappe de Digne soient caractérisées par des mécanismes au foyer en extension.

Que ce soit dans les Alpes ou en Provence, les inversions des mécanismes au foyer à partir de la sismicité instrumentale (Baroux et al., 2001 ; Delacou et al., 2004 ; Cushing et al., 2008) sont en accord avec les inversions de populations de plans de faille striés réalisées dans les sédiments plio-quaternaires (Baroux, 2000 ; Champagnac et al., 2004), montrant que les directions de contraintes sont stables du Pliocène à l'actuel. En Provence, elles se caractérisent par un régime transpressif à axe de compression orienté NW-SE à N-S (Figure 14).

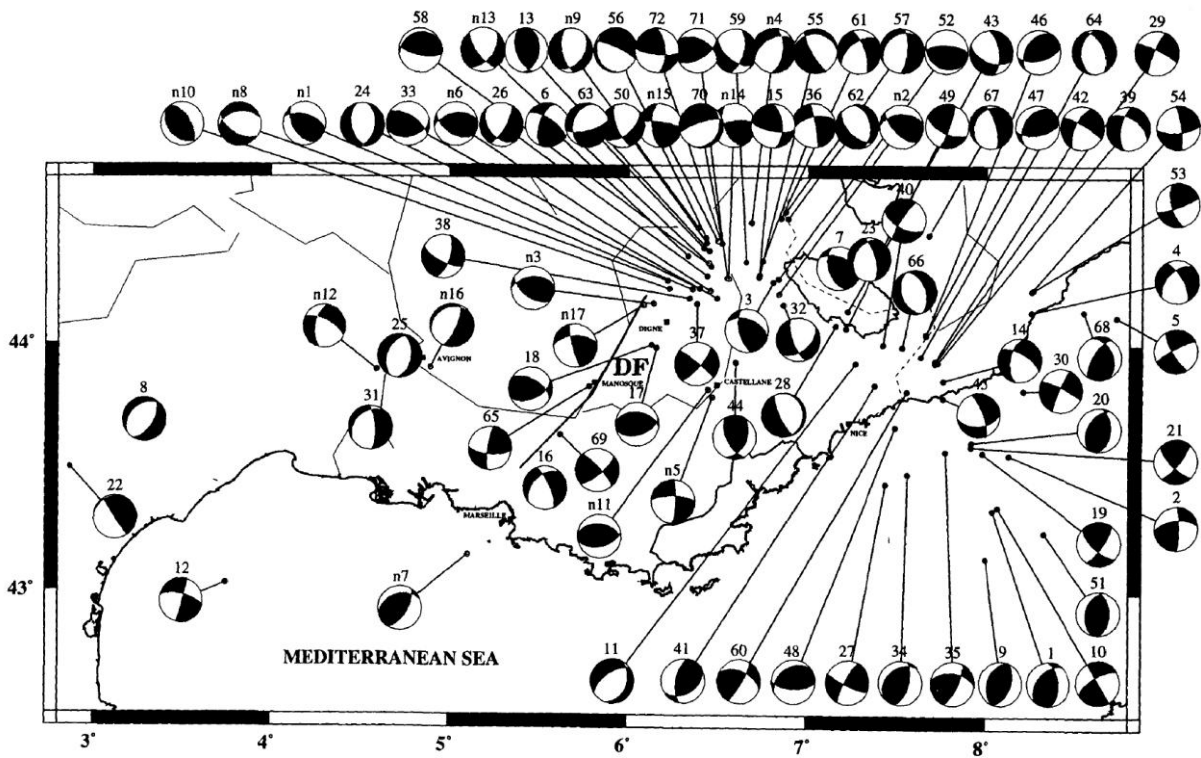


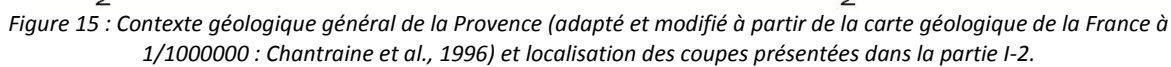
Figure 14 : Compilation des mécanismes au foyer des séismes dans le Sud-Est de la France (d'après Baroux et al., 2001).

I-2) CADRE MORPHO-STRUCTURAL GENERAL DE LA PROVENCE.

Géographiquement, la Provence est bordée à l'Ouest par la rive gauche du Rhône, à l'Est par la rive droite du Var, au Nord par le chaînon montagneux de Ventoux-Lure, et au Sud par la mer Méditerranée (Figure 15). Géologiquement, il est possible de délimiter la Provence orientale de la Provence occidentale par un accident sub-méridien majeur empruntant la vallée de la Moyenne Durance et passant à proximité d'Aix-en-Provence. Cet accident, d'âge tardi-hercynien (Arthaud et Matte, 1975) est connu sous le nom de système de faille de la Moyenne Durance (FMD, Figure 15). Il sépare deux zones de sédimentation drastiquement différente. En effet, le bassin de Provence orientale présente une épaisseur de sédiments de l'ordre de 2 km environ tandis que le bassin occidental, connu sous le nom de bassin du Sud-Est (Baudrimont et Dubois, 1977) présente une série sédimentaire variant de 6 à plus de 10 km (Figure 16).

D'un point de vue morpho-structural, la Provence se présente sous la forme de chaînons orientés principalement E-W et constitués par des plis anticlinaux associés à des chevauchements à vergence majoritairement vers le Nord pour la Provence orientale, et majoritairement vers le Sud pour la Provence occidentale. Ces accidents sont parfois connectés à de grandes failles décrochantes d'orientation N-S à NE-SW (Figure 15).

La morphologie provençale résulte également de la dissection d'anciennes surfaces d'aplanissement et de remblaiement (Jorda et Provansal, 1992 ; Peulvast et al., 1999 ; Besson et al., 2005) contrôlées par des périodes d'érosion liées aux transgressions et régressions marines principalement depuis le Miocène.



I-2-1) STRUCTURE PROFONDE DE LA PROVENCE

Les nombreuses données géophysiques (sismique et gravimétrie essentiellement) et les données de forages ont permis une bonne connaissance de la géologie profonde en Provence, et notamment de la géométrie du Moho et de la base de la couverture sédimentaire en Provence (Figure 16).

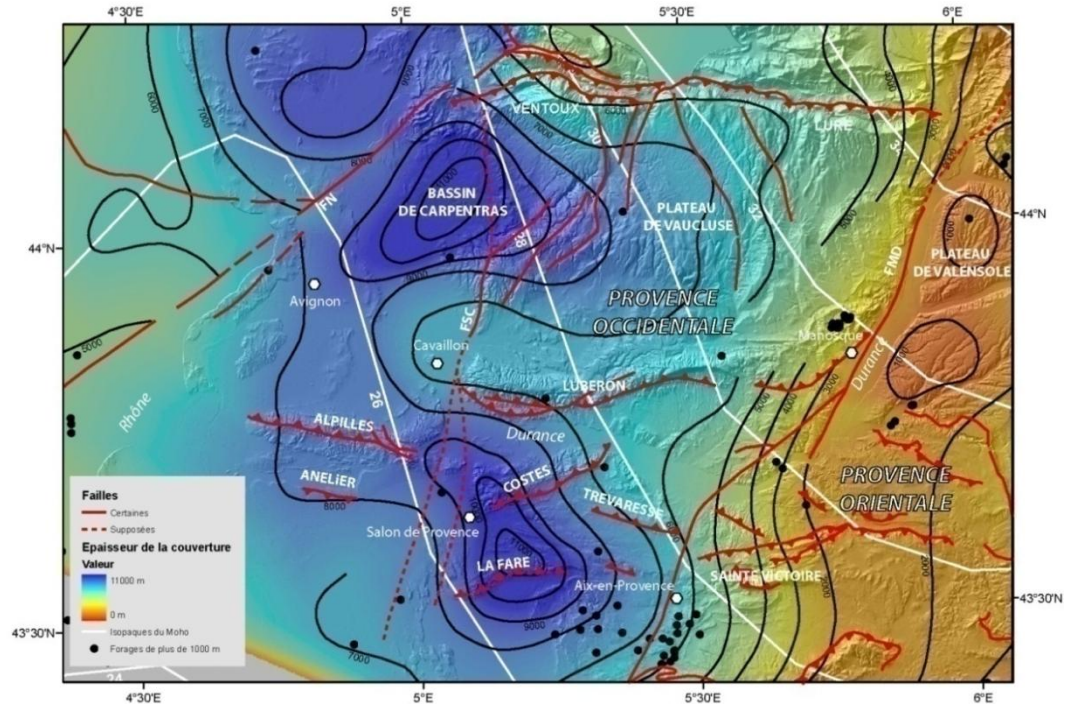


Figure 16 : Carte des données profondes en Provence : les couleurs représentent l'épaisseur de la couverture sédimentaire (isobathes : lignes noires) (d'après Ménard, 1980), les lignes blanches correspondent aux isobathes du Moho (d'après Ménard, 1979 ; Dèzes et Ziegler, 2002). Les points noirs représentent la localisation des forages profonds (>1000 m).

La base de la croûte continentale est représentée par les isobathes du Moho (Ménard, 1979 ; Dèzes et Ziegler, 2002) (Figure 16). Ces valeurs sont dérivées de modélisation gravimétriques appuyées localement par des données sismiques. La géométrie du Moho est contrôlée essentiellement par présence des Alpes au Nord-Ouest, qui présentent une croûte continentale épaisse. Ainsi, en Provence, les isobathes du Moho diminuent de manière continue vers le Sud-Est jusqu'à une remontée localisée sous la vallée actuelle du Rhône.

Les isobathes du toit du socle, qui correspondent à l'épaisseur de la couverture sédimentaire, sont obtenues à partir des données de profils sismiques, de forages profonds et de modélisations gravimétriques (Menard, 1980) (Figure 16). Il existe de fortes hétérogénéités d'épaisseur : ainsi, la couverture sédimentaire est très épaisse (entre 6 et 11 km) en Provence occidentale, entre les failles de la Moyenne Durance à l'Est et des Cévennes à l'Ouest, constituant le bassin sédimentaire mésozoïque du Sud-Est (Baudrimont et Dubois, 1977), alors qu'en Provence oriental, l'épaisseur de la couverture

sédimentaire atteint au maximum 3 km (Figure 16). Le socle affleure même dans le massif des Maures, dans la partie méridionale de la Provence orientale.

I-2-2) LA PROVENCE ORIENTALE

La Provence orientale est composée de quatre grandes unités structurales, se chevauchant les unes sur les autres vers le Nord. Ce sont, du Sud au Nord (Figure 17) :

- L'unité de Bandol, à l'extrême Sud, est bordée au Nord par le chevauchement du Télégraphe.
- L'unité du Bausset, constituée par le bassin Crétacé du Bausset, et les structures chevauchantes de la Ste Baume, Mont Aurélien, massif d'Allauch et chaîne de l'Etoile. Elle est limitée au Nord par le chevauchement sud-provençal (Aubouin et Chorowicz, 1967).
- L'unité de l'Arc, constituée par le bassin Crétacé supérieur à Eocène de l'Arc et la montagne Sainte-Victoire. Elle est bordée au Nord par le chevauchement Nord-provençal (Rousset, 1973).
- L'unité de la Durance, constituée par le bassin Crétacé sup.-Eocène de Rians, et du Sud au Nord des chevauchements de Vautubière, Concors, Mirabeau, Vinon et Gréoux.

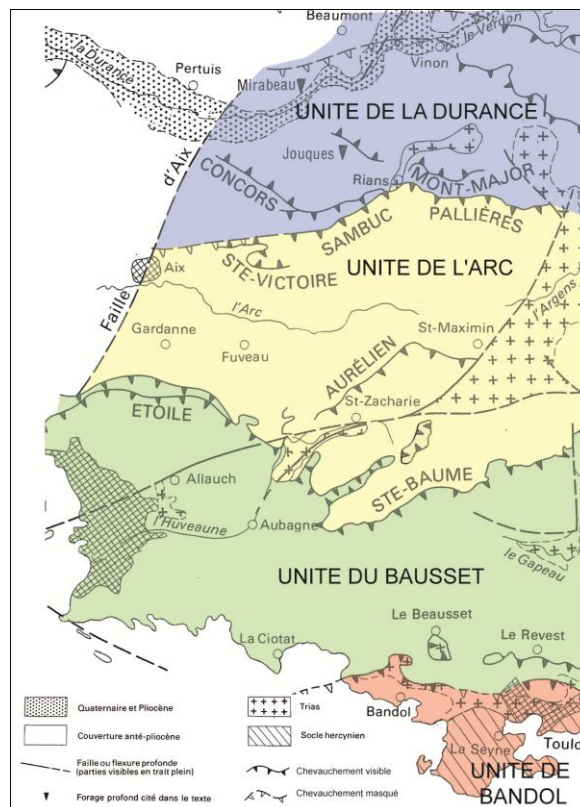


Figure 17 : Carte des différentes unités structurales de Provence orientale (modifiée d'après Rouire, 1979).

La formation de ces unités est contrôlée par la mise en place de grandes nappes de charriage (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925), qui résulte d'un raccourcissement important. Le socle n'est que peu ou pas

impliqué, la couverture sédimentaire étant décollée sur les évaporites du Trias. L'essentiel du raccourcissement a lieu durant la phase « pyrénéo-provençale » à l'Eocène moyen (Tempier, 1987), comme en témoigne la sédimentation d'avant-pays d'âge éocène conservée dans les synclinaux de chaque unité. Alors que certains auteurs proposaient plus de 60 km de raccourcissement en Provence orientale (Guieu et Rousset, 1978), il semblerait finalement que cette valeur soit de l'ordre de 25 km (Tempier, 1987). La mise en place des structures résulte de mouvements antérieurs ayant conduit à la mise en place de bassins en subsidence depuis le Crétacé supérieur, contrôlant les ruptures de la couverture sédimentaire et témoignant de l'importance de l'héritage structural dans la mise en place des unités (Tempier, 1987 ; Leleu, 2005). Notons que certains auteurs ont émis l'hypothèse que la mise en place de ces nappes se soit fait de manière gravitaire (Guieu et Roussel, 1990), consécutivement à un basculement de grande amplitude du socle de la marge liguro-provençale. La phase d'extension oligocène aurait ensuite remis le socle dans une position horizontale et redressé les rampes, nécessairement mises en place avec des pendages très faibles. Quoiqu'il en soit, les structures chevauchantes sont affectées par les failles normales bordant les bassins oligocènes et les dépôts post-oligocènes sont quasi-inexistants, montrant la mise en place précoce d'un relief totalement émergé durant le Miocène.

I-2-2-1) LA STE BEAUME

Situé au Nord du bassin du Bausset, ce massif de 40 km de long, culminant à 1147 m d'altitude, s'étend depuis l'Est d'Aubagne jusqu'à la commune de Flassans (Figure 15). Sa structure est celle d'un avant-pays autochtone ou sub-autochtone chevauché par l'unité allochtone constituant le bassin du Bausset (Guieu, 1968). La lacune d'érosion de la phase de bombement durancien existe dans les unités autochtones, comme en témoigne la formation de bauxites dans les terrains du Jurassique et du Néocomien. Au Sud, les terrains autochtones sont ployés en synclinal couché puis cisailés et déplacés vers le Nord par la poussée de la nappe chevauchante (Figure 18). C'est une partie de ces terrains cisailés, considérés comme « para-autochtone » qui constitue le sommet de la chaîne. Des lambeaux d'allochtone se retrouvent en avant du massif au niveau des collines de Roqueforcade et du Vieux-Nans (Figure 18). La déformation est ensuite relayée au Nord par la structure du Mont Aurélien.

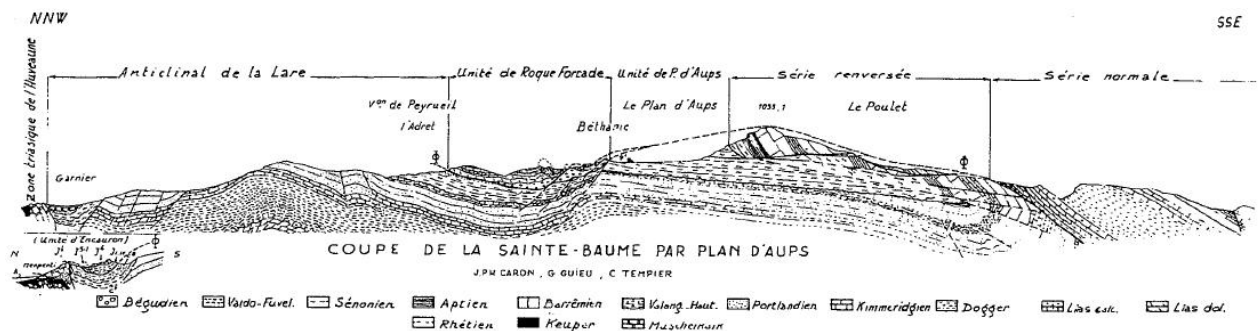


Figure 18: Coupe de la Ste Baume passant par le plan d'Aups (d'après Guieu, 1968). Localisation en Figure 15 (coupe a).

I-2-2-2) LE MONT AURELIEN, LE MONT OLYMPE ET LA MONTAGNE DU REGAIGNAS

Situé entre la vallée de l'Arc et celle de la Haute Huveaune (Figure 15), le chevauchement du Mont Aurélien constitue une vaste demi-klippe d'allure nettement synclinale superposée par faille plate aux unités fluvio-lacustre du bassin de l'Arc (Guieu et Rousset, 1978) (Figure 19). Vers le Sud-Est, il se prolonge par le mont Olympe puis par la montagne de Régaignas (Figure 15). Cette dernière se divise en deux parties : au Nord, un dôme appartenant au bassin de l'Arc (Figure 20) et au Sud, une zone plissée faisant partie du système Olympe-Aurélien qui s'apparente à un anticlinal faillé déversé vers le Nord-Ouest. Le recouvrement de cette unité sur le bassin de l'Arc semble être d'au moins 5 km (Rouire, 1979).

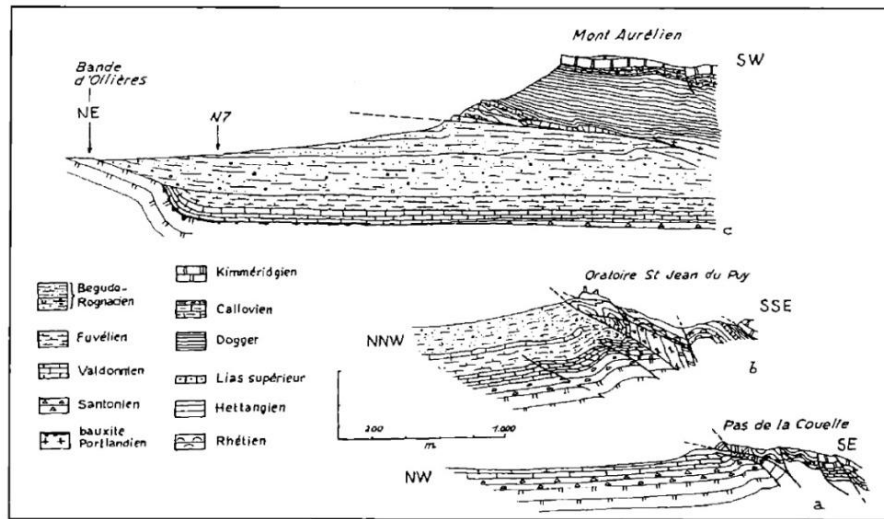


Figure 19: Coupe géologique à travers le Mont Aurélien (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe b).

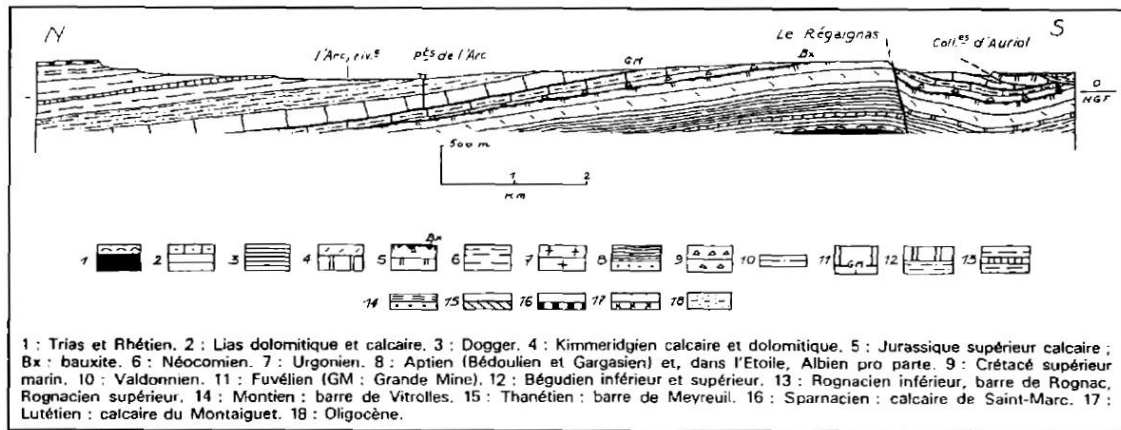


Figure 20 : Coupe géologique à travers la montagne de Régaignas (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe c).

I-2-2-3) LA CHAÎNE DE L'ETOILE

La chaîne de l'Etoile, d'orientation E-W, culmine à 781 m d'altitude et s'étend sur environ 20 km de long. Elle sépare le bassin de Marseille du bassin de l'Arc (Figure 15). Elle se présente sous la forme d'une vaste unité allochtone dépourvue de flanc inverse, qui chevauche la partie sud-ouest du bassin de l'Arc (Rouire, 1979) (Figure 21). La zone centrale présente une forte dolomitisation secondaire qui touche indifféremment le Jurassique supérieur et le Néocomien. Cette dolomitisation est à l'origine des reliefs ruiniformes caractéristiques de cette chaîne.

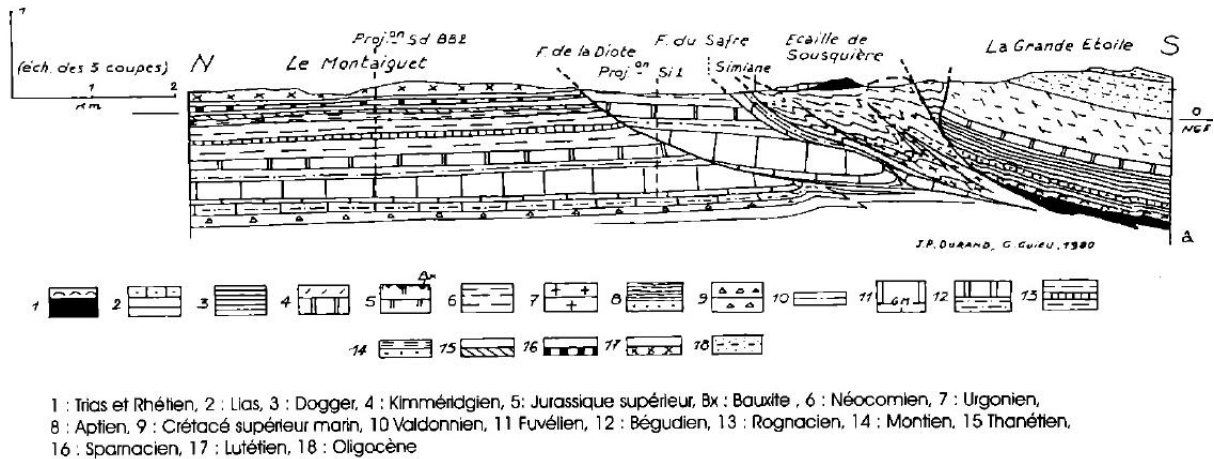


Figure 21 : Coupes sériées à travers la chaîne de l'Etoile (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe d).

I-2-2-4) LA MONTAGNE SAINTE VICTOIRE

La montagne Sainte Victoire, qui culmine à 1013 m au pic des Mouches est un des sommets emblématique de Provence (Figure 22). Il s'agit d'une structure anticlinale à double vergence (Corroy et al., 1964 ; Biberon, 1988 ; Roure et Colletta, 1996 ; Leleu, 2005). Le chevauchement vers le Sud est particulièrement bien visible dans la partie ouest, mais le pli devient de moins en moins déversé vers l'Est et le chevauchement vers le Sud disparaît. Le chevauchement vers le Nord est un accident cartographique majeur qui constitue le « front de chevauchement nord-provençal » (Rousset, 1975). La montagne Sainte Victoire est bordée à l'Ouest par la faille d'Aix (Figure 15). Dans le détail, sa structure a fait l'objet de nombreuses interprétations différentes (Figure 22), les points de débats portant sur l'allochtonie de l'unité de l'Arc et l'ampleur du chevauchement à vergence sud. Ainsi, elle est allochtone pour Rousset, (1975) et Tempier, (1987) et autochtone pour Roure et Colletta, (1996) ; l'ampleur du chevauchement à vergence Sud est d'environ 1.8 km pour Corroy et al. (1964), seulement de 350 m pour Leleu (2005), voire même inexistant pour Ricour et al. (2005).

Deux phases majeures de déformations peuvent être distinguées (Durand et Tempier, 1961 ; Leleu, 2005) : la phase du Crétacé supérieur se traduit par la mise en place de plis qui seront repris lors de la phase de l'Eocène moyen. L'âge des déformations est bien contraint par la présence de nombreux fossiles, notamment des œufs de sauriens dans les argiles rouges du Crétacé supérieur (Dughi et Sirugue,

1957). Le Miocène marin (Tortonien) repose en nette discordance sur les structures plissées et ne semble être affecté par aucune déformation. Néanmoins, le caractère juvénile du relief et son altitude atypique dans ce secteur a alimenté et alimente toujours les débats quant à son activité récente. Ce point sera discuté dans le chapitre II-7.

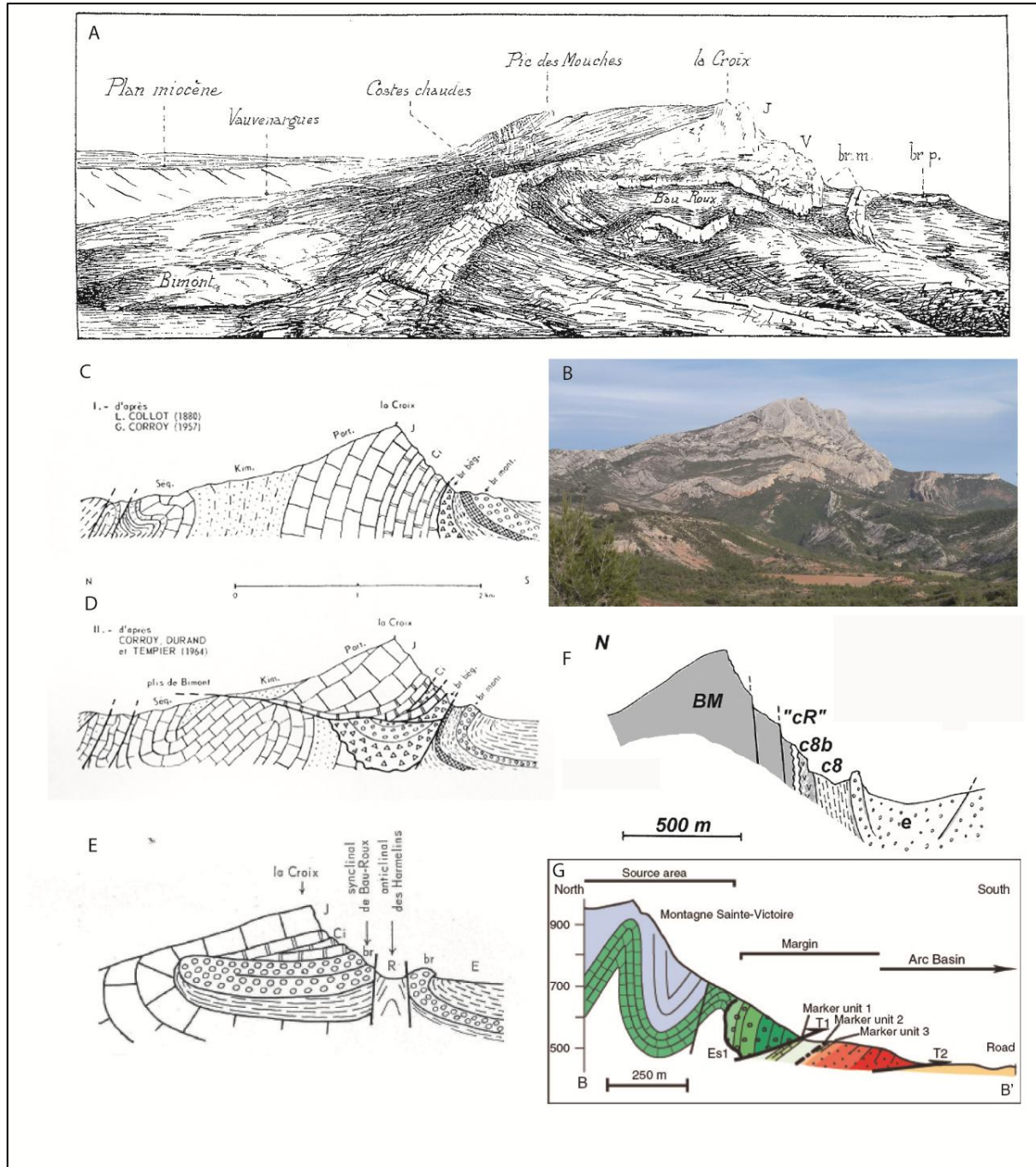


Figure 22 : La montagne Ste Victoire et plusieurs exemples d'interprétations structurales. Toutes les coupes passent par la Croix de Provence. Localisation en Figure 15 (coupe e). A- Schéma d'une vue aérienne prise à la verticale des Espinades à l'altitude d'environ 750 m, d'après Touraine (1965). B- Photographie de la montagne Ste Victoire depuis Roque-Hautes. C- Interprétation selon Collet (1880) et Corroy (1957), dans Touraine (1973). D- Interprétation selon Corroy et al. (1964) dans Touraine (1973). E- Interprétation selon Touraine (1973). F- Interprétation selon Leleu et al. (2009).

I-2-2-5) LA VAUTUBIERE, LE PLI DE MIRABEAU ET LE MASSIF DU CONCORS

Le pli de Vautubière est constitué par un anticlinal déversé vers le Sud (Figure 23). En avant, on trouve des lambeaux de Crétacé inférieur et supérieur initialement interprétés comme des écailles tectoniques dans l'avant-pays Eocène (Rousset, 1962). Un réexamen de cette zone permet de proposer qu'il s'agisse plutôt d'olistolites (Borgomano et al., Comm. Pers.). Le pli de Vautubière se raccorde vers l'Ouest avec le pli à vergence nord de Mirabeau, qui se termine en rive droite de la Durance le long de la faille de la Moyenne Durance, au Sud de Baumont de Pertuis (Figure 15). A l'Ouest de la Vautubière, en continuité avec le versant septentrional de la Sainte Victoire, se développe le massif du Concors, anticlinal faillé chevauchant vers le Sud-Ouest (Figure 15).

I-2-2-6) LES CHEVAUCHEMENTS DE VINON ET GREOUX :

Les chevauchements de Vinon et de Gréoux, situés plus au Nord, sont également des structures à vergence Nord, d'une longueur d'environ 20 km et orientées N40°E (Figure 15). Leur relief est beaucoup moins marqué que celui de la Vautubière, du Concors ou du pli de Mirabeau (Figure 15). Le chevauchement de Gréoux se situe 5 km au Nord du chevauchement de Vinon. Ils sont affectés par des failles de transfert sub-méridiennes. Le Jurassique chevauche les terrains de l'Eocène (Figure 23), alors que le Miocène et le Pliocène les recouvrent en discordance (Figure 15).

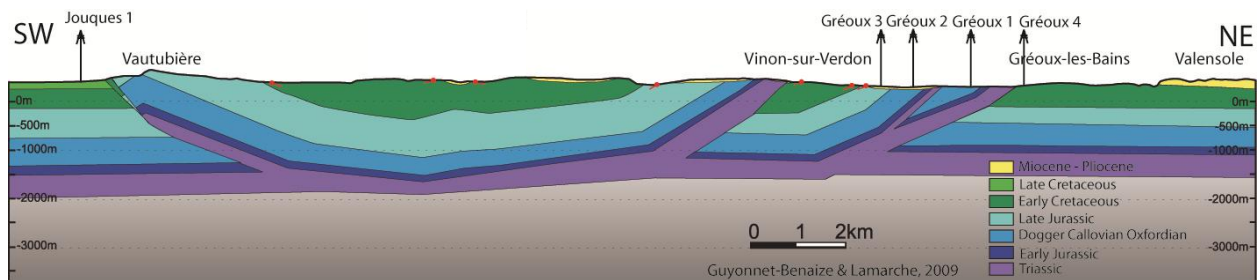


Figure 23 : Coupe équilibrée du plateau de Valensole au chaînon de la Vautubière, passant par les chevauchements de Vinon et Gréoux (d'après Guyonnet-Benaize et al., 2009). Localisation en Figure 15 (coupe f).

I-2-3) LA PROVENCE OCCIDENTALE

A l'Ouest de la faille de la Moyenne Durance, la Provence occidentale se présente sous la forme d'un panneau rigide constitué par une épaisse série carbonatée mésozoïque. Ce panneau, de forme trapézoïdale est appelé « panneau de couverture nord-provençal » (Villeger et Andrieux, 1987). Il est bordé par le chaînon de Ventoux-Lure au Nord, la faille de la Moyenne Durance à l'Est, la faille de Nîmes à l'Ouest et le chaînon de la Nerthe au Sud. La rigidité plus importante de ce panneau, induite par une couverture sédimentaire plus épaisse, conduit à un style de déformation très différent de celui de la Provence orientale (Figure 15). Les plis formant les reliefs sont de grande amplitude et sont bien marqués dans la topographie. Ce sont, du Nord vers le Sud, le chaînon de Ventoux-Lure, le Luberon, les Alpilles,

les Costes, la Trévaresse, la Fare et la Nerthe (Figure 15). Ces plis sont le plus souvent associés à des chevauchements à vergence sud (hormis Ventoux-Lure et la Nerthe). Contrairement à la Provence orientale, les dépôts oligo-miocènes sont nombreux et sont impliqués dans les déformations plicatives et les chevauchements.

I-2-3-1) LE CHAÎNON DE VENTOUX-LURE

Ce chaînon de 70 km de long et d'orientation E-W constitue le point culminant de la Provence à 1912 m d'altitude au mont Ventoux. Il limite le panneau de couverture nord-Provençal au Nord (Villéger et Andrieux, 1987) (Figure 15). Il correspond également à une frontière paléogéographique majeure au Crétacé inférieur, séparant le domaine de plate-forme au Sud, du domaine profond (vocontien) au Nord (Arnaud, 1988). La structure de ce chaînon s'apparente à un anticlinal de rampe à vergence nord (Figure 24 ; Figure 25), compliquée au Nord par la formation de pli-failles à vergence sud (anticlinal de Sederon, Figure 25). La localisation de la déformation à cet endroit est liée aux conditions mécaniques imposées par la stratigraphie des dépôts (Ford et Stahel, 1995). Le plateau de Vaucluse constitue un butoir rigide lié à l'épaisse série carbonatée du Crétacé inférieur, ce qui provoque la surrection de sa bordure septentrional (chaînon de Ventoux-Lure) par sous-charriage des terrains du Nord lors du raccourcissement. L'essentiel de la déformation serait post-Burdigalienne (Ford et Stahel, 1995). Cependant, la cartographie des dépôts miocènes montre qu'une barrière morphologique au niveau de Ventoux-Lure existait déjà au Burdigalien terminal (Besson et al., 2005). Selon ces auteurs, elle aurait pu se mettre en place pendant le Burdigalien. Cette thèse suggère un rôle prépondérant de la phase pyrénéo-provençale (voir chapitre I-3) dans la structuration du chaînon de Ventoux Lure, avec une réactivation au Miocène, essentiellement pour la montagne de Lure.

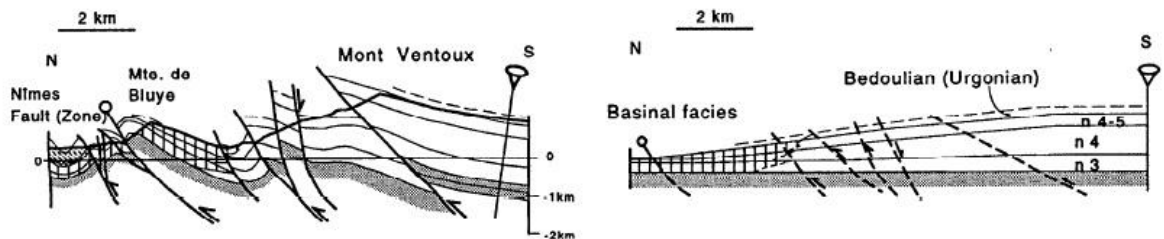


Figure 24 : Coupe équilibrée et restauration de la structure du Mont Ventoux, d'après Ford et Stahel (1995). Localisation en Figure 15 (coupe g).

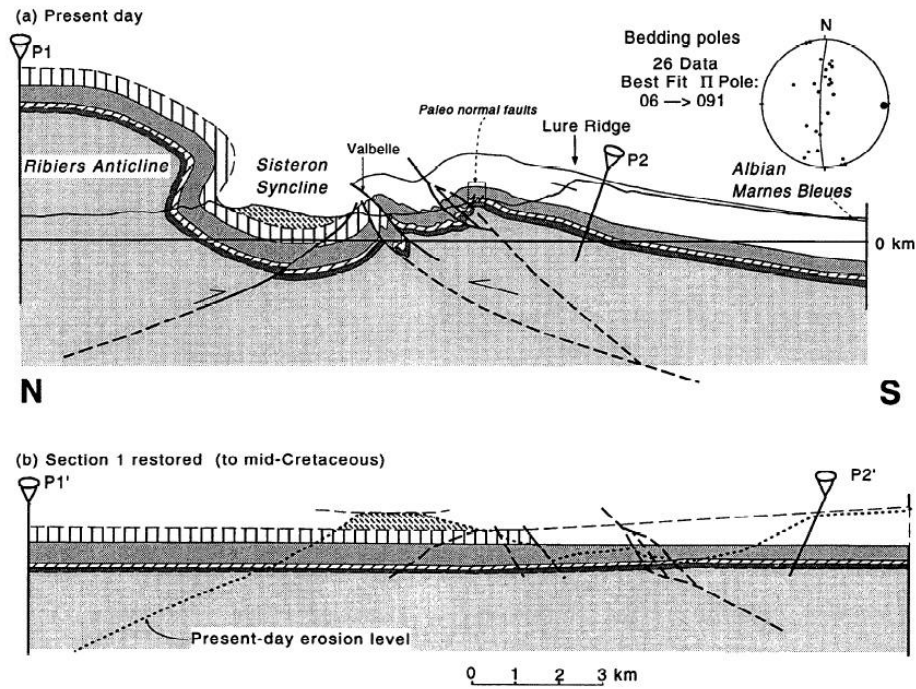


Figure 25 : Coupe équilibrée et restauration de la structure de la montagne de Lure, d'après Ford et Stahl (1995). Localisation en Figure 15 (coupe h).

I-2-3-2) LE LUBERON

Le Luberon constitue, de par sa taille, le deuxième plus grand chaînon de la Provence occidentale derrière celui de Ventoux-Lure. Il culmine à 1113 m et s'étend sur plus de 70 km (Figure 15). Il est constitué par un anticlinal de rampe à vergence sud (Figure 26). Le chaînon est délimité à l'Est par la faille de la Moyenne Durance et à l'Ouest par la faille de Salon-Cavaillon. Il peut se diviser en trois unités structurales qui sont, d'Ouest en Est : le petit Luberon, à l'Ouest de la cluse de l'Aigue-Brun, le grand Luberon au centre et le Luberon de Manosque, d'orientation NE-SW, qui longe la faille de la Moyenne Durance (Figure 15). Sa géométrie varie longitudinalement. En effet, le pli est serré au niveau de la cluse de l'Aigue-Brun alors qu'il devient plus ample dans le Grand Luberon et qu'il se dédouble, pour former des plis très amples dans le Petit Luberon. Le Grand Luberon possède un avant-pays constitué par un synclinorium rempli de sédiments miocènes provenant en partie de l'érosion du pli (Clauzon, 1984) (Figure 26). Le Luberon de Manosque est constitué par un anticlinal qui se développe le long de la faille de la Moyenne Durance et qui résulte de la reprise en compression du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Benedicto et al., 1996 ; Séranne, 1999). Les flancs de ce pli sont parfois redressés par la tectonique salifère associée aux remontées diapiriques des évaporites oligocènes (Gigot et al., 1982). Une étude morpho-structurale plus détaillée de ce chaînon est présentée aux chapitres I-3 et III-1.

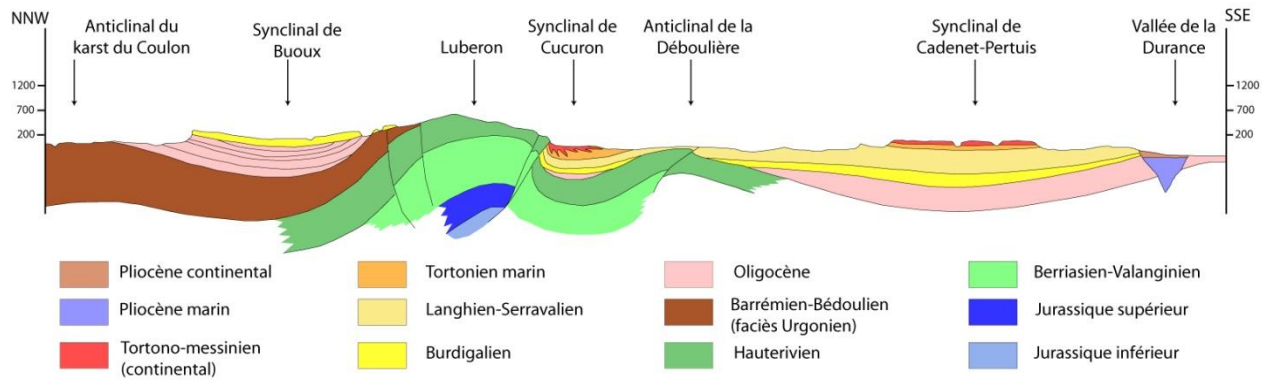


Figure 26 : Coupe schématique à travers le grand Luberon (modifié d'après Liouville, 1997). Localisation en Figure 15 (coupe i).

I-2-3-3) LES ALPILLES

Les Alpilles, qui culmine à 498 m dans le massif des Opies, est un chaînon de 22 km de long et 12 km de large délimité à l'Ouest par la vallée du Rhône et la faille de Nîmes et à l'Est par la faille de Salon-Cavaillon (Figure 15). Sa structure se compose d'un anticlinal dissymétrique déversé vers le Sud (Figure 27). Plusieurs discordances témoignent de la structuration polyphasée du chaînon : la discordance du Crétacé moyen est bien marquée avec un développement important de bauxites, essentiellement sur les terrains de l'Hauterivien, représenté par une série sédimentaire (composée essentiellement marno-calcaires) de plus de 1000 m (Figure 27). L'avant-pays est essentiellement constitué de terrains d'âge éocène, montrant une structuration précoce lors de la phase pyrénéo-provençale (Goguel, 1944). Les dépôts miocènes sont d'ailleurs peu présents. Une étude plus détaillée de la structure de ce chaînon est présentée aux chapitres I-3 et III-2.

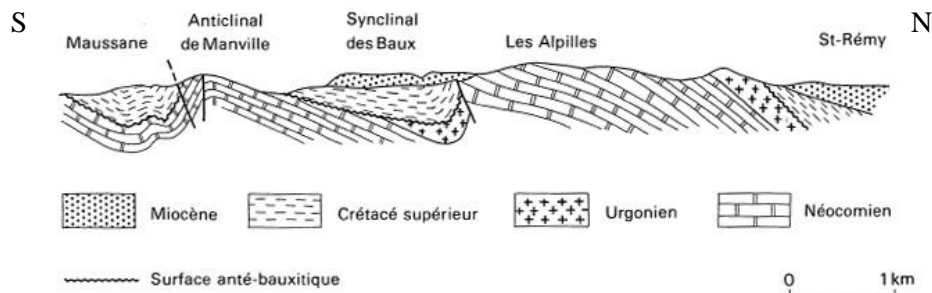


Figure 27 : Coupe géologique schématique à travers le chaînon des Alpilles (d'après Guieu et Rousset, dans Rouire, 1979). Localisation en Figure 15 (coupe j).

I-2-3-4) LA CHAÎNE DE L'ANELIER

Le massif de l'Anelier, qui se situe au Sud des Alpilles (Figure 15) est une structure à vergence nord à géométrie complexe. Ce chevauchement est considéré comme le front de déformation nord-pyrénéen (Rousset, 1974). Le massif de Mouriès, en avant de ce chevauchement est interprété comme une klippe tectonique rattachée à cette structure (Rousset, 1974) (Figure 28).

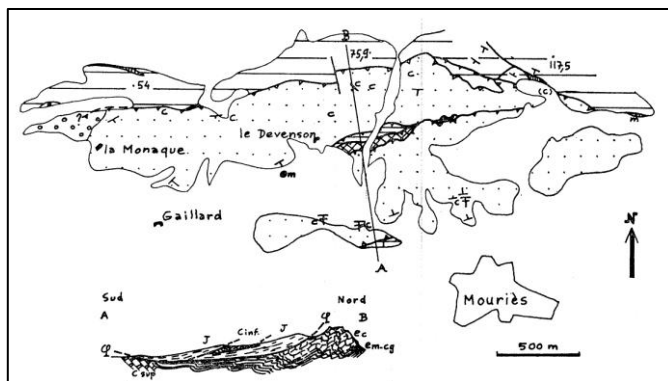


Figure 28 : Schéma structural et coupe à travers la klippe de Mourières d'après Rousset (1974).

I-2-3-5) LES COSTES

Le massif des Costes, qui se situe au Sud du petit Luberon est bordé par la faille de Salon-Cavaillon à l'Ouest (Figure 15). Il se présente sous la forme d'un relief constitué de terrains d'âge jurassique à Crétacé inférieur supportant des lambeaux de Miocène (Figure 29). Vers le Sud, il domine une région de petites collines constituant une zone d'affleurements miocènes continue de Rognes à l'Est jusqu'à Salon de Provence à l'Ouest (Figure 15). Le Miocène est chevauché vers le Sud dans la partie méridionale de la chaîne (Figure 29). Une klippe tectonique constituée de Jurassique viendrait chevaucher les dépôts miocènes de l'avant-pays (Colomb et al., 1967). La terminaison occidentale, bordée par la faille de Salon-Cavaillon, présente un escarpement rectiligne subméridien. Cet escarpement, probablement causé par le mouvement le long de cette faille ne correspond pas à la trace de la faille. En effet, une barre de calcarénites d'âge burdigalien dépasse de cet escarpement sans être affecté. Cette morphologie pourrait résulter soit de l'érosion causée par la Durance lors de son passage par le seuil de Lamanon au Riss (Gouvernet, 1959 ; Colomb et Roux, 1978), ou plus vraisemblablement, d'un recul de l'escarpement de faille causé par l'érosion aboutissant à la préservation de cette barre miocène plus indurée.

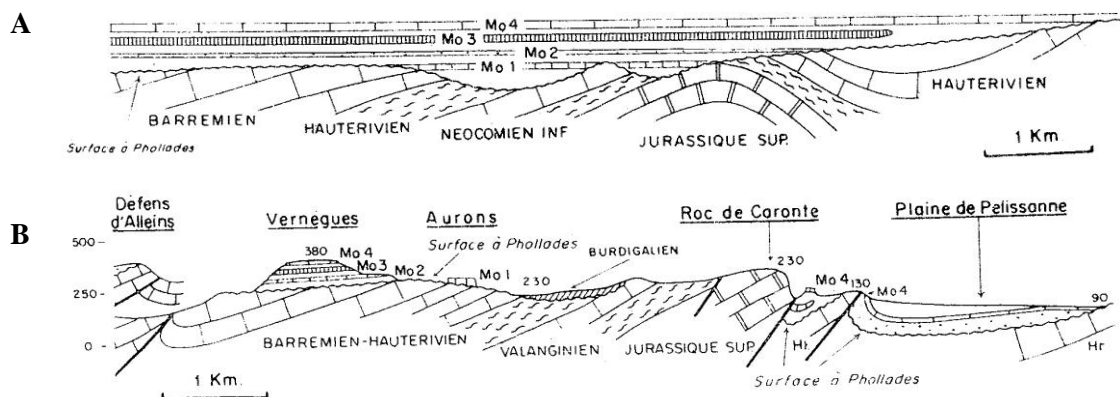


Figure 29 : Coupe N-S à travers le chaînon des Costes, d'après Dubois (1966). A- Situation anté-Tortonienne. B-Situation actuelle. Localisation en Figure 15 (coupe k).

I-2-3-6) LA TREVARESSE

Le massif de la Trévaresse, situé au Nord d'Aix-en-Provence, se présente sous la forme d'un relief de 100 à 250 m d'altitude constitué par un anticlinal de rampe à vergence sud orienté de N110°E à l'Ouest à N90°E vers l'Est (Figure 15 et Figure 30). La Trévaresse constitue un des chaînons les plus jeunes de Provence avec une structuration probablement exclusivement post-tortonienne sous l'effet d'un raccourcissement N-S à NNE-SSW (N05°E-N10°E) (Chardon et Bellier, 2003). Cette structure, de 16 à 17 km de long, est constituée de deux segments majeurs (Lacassin et al., 2001 ; Chardon et Bellier, 2003) sur lesquels viennent se brancher plusieurs petites failles (« splayfaults ») (Chardon et al., 2005) (Figure 30 et Figure 31). Ce chevauchement est responsable du séisme destructeur de Lambesc le 11 juin 1909, estimé de magnitude $M_w \approx 6$ (Baroux et al., 2003). Il se branche sur le système de failles de la Moyenne Durance (Guignard et al., 2005 ; Cushing et al., 2008). La faille majeure qui constitue un escarpement d'une quinzaine de mètres est scellée par un cône d'âge Riss (Chardon et al., 2005), suggérant que cet escarpement soit lié à de l'érosion différentielle et à des remaniements anthropiques et non à un scarp tectonique comme suggéré par Lacassin et al. (2001). La faille active se situe en avant de la structure (Figure 31), où une faille inverse affectant des dépôts quaternaires récents à été découverte dans la tranchée de paléosismicité de l'Ermitage (Chardon et al., 2005), montrant de 3 à 10 événements sismiques différents sur ce segment, et dont le dernier affecte la base du sol actuel. L'enracinement de la faille de la Trévaresse est estimée, sur la base d'une analyse structurale (Chardon et Bellier, 2003) et de l'estimation des paramètres de la source du séisme de 1909 (Baroux et al., 2003) à environ 6 km, probablement au niveau des évaporites du Trias.

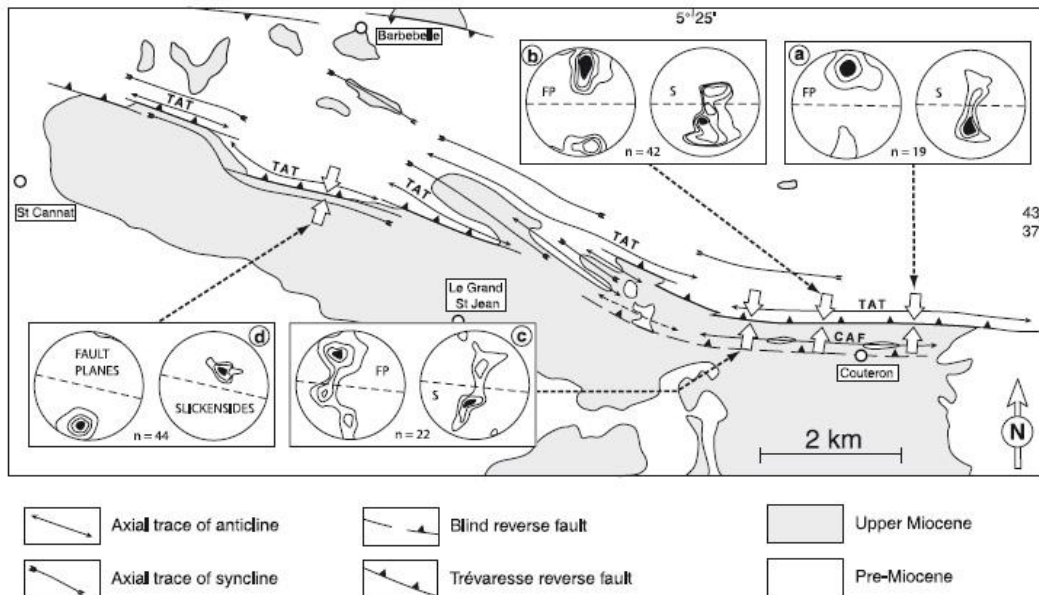


Figure 30 : Schéma structural détaillée du chaînon de la Trévaresse (d'après Chardon et Bellier, 2003).

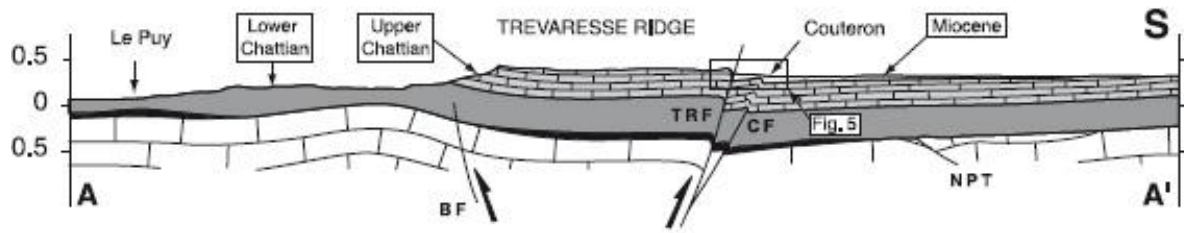


Figure 31 : Coupe géologique à travers le chaînon de la Trevaresse, d'après Chardon et Bellier (2003). Localisation en Figure 15 (coupe I).

I-2-3-7) LA FARE-EGUILLES

Le chaînon de la Fare se présente comme un vaste ensemble monoclinal orientée E-W à pendage sud déformé par des ondulations de faible amplitude (Ferrandini, 1976). Cette structure, initialement interprétée comme chevauchante vers le Nord et correspondant au chevauchement nord-pyrénéen (Busser et Pachoux, 1966), présente des indices de déformations récentes sur sa partie Sud (Gabert, 1965 ; Provansal et al., 1995 ; 1998). Le retraitement et la réinterprétation d'un profil sismique dans ce secteur infirme l'hypothèse d'un chevauchement majeur à vergence nord, et confirme la présence d'une faille importante à vergence sud au niveau du chaînon d'Eguilles (Terrier et al., 2008), qui pourrait être la continuité latérale du chevauchement de la Fare. L'évolution tectonique récente de ce chaînon sera traitée dans le chapitre II-7.

I-2-3-8) LA NERTHE

La Nerthe est un chaînon E-W qui s'étend sur 25 km. Il se situe à l'Ouest de Marseille, au Sud de l'étang de Berre (Figure 15). La Nerthe se divise en trois unités structurales :

La partie méridionale correspond à la partie allochtone, qui peut être rattachée à l'unité du Bausset et structuralement à la chaîne de l'Etoile. La partie centrale correspond à une partie autochtone marquée par un système de failles provoquant un affaissement parfois colmaté par des dépôts oligocène sur un substratum aptien. Ce système de faille peut être interprété comme un système de Riedel résultant de contraintes N140°E (Andreani et al., 2009) (Figure 32). La partie septentrionale correspond au flanc sud du synclinal de l'Arc. Il est donc autochtone. Sa structure complexe montre qu'il a subi des déformations compressives importantes (Rouire, 1979), sans doute compliquées par une composante décrochante dextre importante (Andréani et al., 2009).

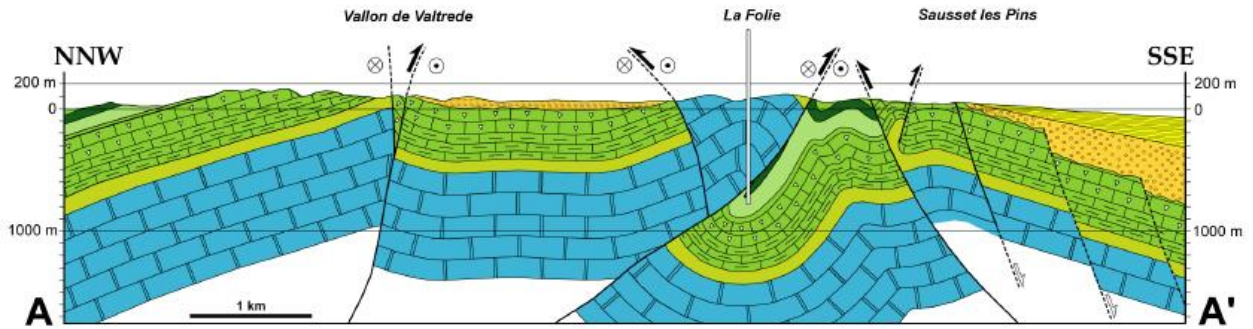


Figure 32 : Coupe géologique schématisée à travers le chaînon de la Nerthe (d'après Andréani et al., 2009). Localisation en Figure 15 (coupe m).

I-2-4) LES GRANDS ACCIDENTS SUB-MERIDIENS (N-S A NE-SW)

I-2-4-1) LA FAILLE DE LA MOYENNE DURANCE

Le système de failles de la Moyenne Durance, d'orientation moyenne NNE-SSW (Figure 15) constitue la bordure orientale du bassin du Sud-Est. Il sépare ainsi deux domaines présentant une structuration différente liée en partie aux différences d'épaisseur et de lithologie de part et d'autre de ce système de failles. La faille de la moyenne Durance est héritée d'un accident tardi-hercynien réactivé au cours des différentes phases tectoniques méso-cénozoïques. Malgré son importance structurale majeure, son expression morphologique est peu marquée, à cause de la disparition rapide des signaux morphologiques d'origine tectonique par l'érosion (Peulvast et al., 1999). Un découplage important entre la faille de socle et la faille de couverture peut être mis en évidence à partir de l'imagerie sismique (Hollender et al., 2009a). La faille de socle, qui correspond à un système de blocs basculés, a permis l'affaissement de la partie occidentale de la Provence durant la sédimentation mésozoïque, alors que la faille de couverture, considérée active, a contrôlé les mouvements tectoniques cénozoïques. La faille de couverture se présente comme une faille listrique avec un niveau de décollement enraciné dans les évaporites du Trias (Keuper). Elle est actuellement considérée comme une rampe latérale présentant un pendage d'environ 60° vers l'Ouest (Benedicto et al., 1996 ; Roure et Colletta, 1996 ; Cushing et al., 2008), avec un mouvement actuel décrochant senestre à composante inverse (Baroux et al., 2001 ; Cushing et al., 2008). Elle est composée de près de dix segments de taille moyenne d'environ 10 km (Cushing et Bellier, 2003 ; Cushing et al., 2008). Certains semblent connectés en terminaison à des plis failles E-W à vergence Sud (Luberon, Travaresse...) (Chardon et Bellier, 2003 ; Guignard et al., 2005). Au Sud, la faille de la Moyenne Durance est relayée par la faille d'Aix (Guignard et al., 2005), portant la longueur totale du système à environ 90 km.

Notons que cette faille est la seule où la sismicité peut être observée à 3 échelles de temps : En effet, elle est le siège d'une activité microsismique, enregistrée par le réseau sismique de l'IRSN (Volant et al., 2000 ; Cushing et al., 2008), d'une sismicité historique modérée (I = VII à VIII sur l'échelle MSK) mais régulière (séismes de 1509, 1708, 1812, 1913 aux alentours de Manosque) et d'une activité paléosismique sur une faille satelllite (Sébrier et al., 1997).

La déformation active semble être transférée vers le Sud via la faille d'Aix vers le chaînon de la Trévaresse (Chardon et Bellier, 2003 ; Guignard et al., 2005), voire celui de la Fare-Eguilles (Sébrier et al., 2004 ; Terrier et al., 2008). Les différentes études entreprises pour quantifier la déformation le long de cette faille montrent des vitesses de l'ordre de 0,01 à 0,1 mm/an (e.g. Baroux, 2000 ; Siame et al., 2004 ; Guignard et al., 2005 ; Cushing et al., 2008)..

I-2-4-2) LA FAILLE DES CEVENNES

La faille des Cévennes se présente sous la forme d'une zone déformée d'environ 180 km limitant le bassin du Sud-Est et le Massif Central (Figure 15). C'est une structure crustale majeure du Languedoc, qui s'étend de la Montagne Noire jusqu'à la vallée du Rhône aux alentours de Valence (Figure 15). Son expression morphologique est par endroit très nette sur les images SPOT et le MNT (Lacassin et al., 1998). Comme pour la faille de la Moyenne Durance, il s'agit d'un décrochement tardi-Hercynien repris en extension au Mésozoïque. Elle a ensuite accommodée le raccourcissement de la couverture sédimentaire lors de la phase « pyrénéenne » (Arthaud et Laurent, 1995), avec un jeu sénestre estimé à environ 17 km (Bodeur, 1976). Cette faille de couverture est réactivée en faille normale durant l'Oligocène, sans déplacement évident du socle (Sanchis et Séranne, 2000). Aucune évidence probante d'une réactivation post-oligocène n'a été mise en évidence à ce jour malgré certaines spéculations concernant son activité quaternaire (Lacassin et al., 1998), uniquement basées sur des arguments morphologiques contestés par de nombreux auteurs (Sébrier et al., 1998 ; Ambert et al., 1998 ; Mattauer, 1998). Si ces commentaires montrent certaines erreurs, ils ne permettent toutefois pas d'exclure complètement une activité plio-quaternaire. De plus, l'analyse de données de forages (Bishop et Bousquet, 1989) ne permet pas d'écarter la possibilité d'un mouvement vertical. En tout état de cause, les déformations verticales quaternaires potentielles seraient très faibles comme le montre les taux d'incision au Pléistocène déduit de la datation de concrétions karstiques (Séranne et al., 2002).

I-2-4-3) LA FAILLE DE NIMES

La faille de Nîmes est un accident d'échelle crustale de 120 km de long (Figure 15). Cette faille, principalement active pendant l'Oligocène a été réactivée au Miocène supérieur en décrochement sénestre (Champion et al., 2000 ; Schlupp et al., 2001). Sa trace est peu visible en surface et les indices morphologiques associés sont ténus (Peulvast et al., 1999). Elle présente un fort pendage vers le Sud-Est (Arthaud et Séguret, 1981) et elle s'enracinerait dans le socle (Benedicto et al., 1996). Plusieurs indices de déformation plio-quaternaires sont recensés à proximité de la faille, notamment l'indice de Courthézon

(faille inverse dans une terrasse Riss) (Combes et al., 1993 ; Carbon et al., 1993). Un essai de quantification de l'activité plio-quaternaire de cette faille a été réalisé par Schlupp et al. (2001), en se servant d'un canyon messinien comme marqueur. Cependant les résultats de cette étude restent discutés (Séranne, 2002 ; Mattauer, 2002 ; Schlupp et al., 2002a ; 2002b). L'étude des mécanismes au foyer des séismes à proximité de la faille suggère un régime actuel en extension (Baroux et al., 2001). Toutefois, l'activité décrochante senestre quaternaire de la faille de Nîmes semble établie, au moins au Nord de Sauveterre (Grellet et al., 1993).

I-2-4-4) LA FAILLE DE SALON-CAVAILLON

La faille de Salon-Cavaillon est un accident subméridien de près de 80 km de long (Figure 15). Elle traverse la Provence occidentale du chaînon de Ventoux-Lure au Nord, jusqu'au golfe de Fos au Sud (Figure 15). Son expression morphologique est ambiguë, surtout dans la partie sud où elle est recouverte par les formations quaternaires de la plaine de la Crau. Elle est considérée comme une zone de décrochement dextre (Combes, 1984 ; Ritz, 1991). Elle est observable dans la partie Nord où elle met en contact les calcaires crétacés des Monts de Vaucluse avec les dépôts détritiques oligo-miocènes dans le secteur de Fontaine de Vaucluse. A cet endroit, elle présente un pendage vers l'Ouest de 70 à 80° environ.

Elle est caractérisée par une sismicité relativement faible en comparaison des failles de la Moyenne Durance et de Nîmes. Cependant, quelques séismes instrumentaux et historiques (I = VI à VII sur l'échelle MSK) sont reportés, ainsi que plusieurs indices de déformation plio-quaternaire pouvant être rapportés à l'activité récente de cette zone de faille (Terrier, 1991 ; cette thèse, voir chapitre II-6). La faille de Salon-Cavaillon a souvent été classée comme faille supposée active (REGINE group, 1991 ; Terrier, 1991 ; Amorèse et al., 2009), au même titre que la faille de la Moyenne Durance et de Nîmes. Elle a par contre été beaucoup moins étudiée jusqu'à présent, malgré son importance capitale dans l'établissement du modèle sismotectonique de la Provence (voir chapitre I-3).

I-2-5) L'EXPRESSION DES DIFFERENTES PHASES DE DEFORMATIONS

I-2-5-1) LE BOMBEMENT DURANCIEN (CRETACE MOYEN) (120 A 110 MA)

Cette phase tectonique conduit à une émergence de la plate-forme carbonatée au Crétacé moyen (Collot, 1891 ; Gignoux, 1925 ; Masse et Philip, 1976), permettant le développement de bauxites et une discordance des dépôts du Crétacé supérieur sur les terrains du Jurassique au Crétacé inférieur. Elle s'exprime en Provence par un bombement discontinu, probablement liés à de l'extension NW-SE (Philip et al., 1987 ; Chorowicz et Mekarnia, 1992). L'axe de ce bombement principal se retrouve d'Ouest en Est, sous la plaine de la Crau, au niveau du massif de l'Anelier et dans la partie méridionale des Alpilles, au niveau des chaînons compris entre le Luberon au Nord et le bassin de l'Arc au Sud (Costes, Trévaresse),

et dans le pays Nord-varois, entre Brignoles et la vallée du Verdon (Rousset, 1975 ; Masse et Philip, 1976) (Figure 33).

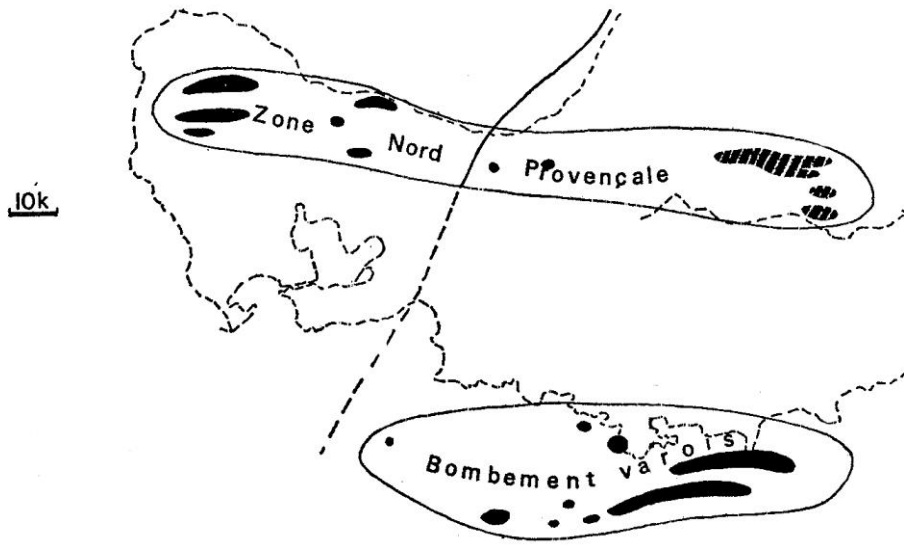


Figure 33 : Localisation des zones de bombements aptiens, soulignées par le développement de bauxites (zones noires sur la figure (modifiée d'après Rousset, 1975)

I-2-5-2) LA PHASE FINI CRÉTACÉ (75 À 65 MA)

Cette phase, définie en Provence orientale, provoque la migration des zones de dépôts vers le Nord (Corroy et al., 1964 ; Leleu, 2005). Elle est accompagnée de fortes hétérogénéités de subsidence, de plissement et de quelques chevauchements dans les zones pré-structurées. Ce type de déformation, qui aboutit à la mise en place de plis plus ou moins symétriques de grande longueur d'onde (25 km), pourrait s'expliquer par un flambage lithosphérique accommodant des contraintes compressives horizontales (Leleu, 2005), liées au début de la mise en place de la chaîne pyrénéenne. Il en résulte notamment la formation du bassin de l'Arc, la surrection du bassin du Beausset, et la mise en place de plis anticlinaux au niveau du massif de la Sainte Beume et de la montagne Sainte Victoire (Tempier et Durand, 1981).

I-2-5-3) LA PHASE EOCENE MOYEN (45 A 35 MA)

La phase Eocène moyen correspond à la phase majeure de mise en place des nappes en Provence orientale (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925 ; Guieu, 1968 ; Tempier, 1987 ; Leleu, 2005). Elle se traduit également par le resserrage des plis précédemment formés. Il se met en place les chevauchements à vergence nord de l'Etoile-Mont Aurélien, de la Sainte Victoire, et probablement des nappes de la Sainte Beume et de l'unité de Bandol, bien qu'un âge plus ancien ne puisse être exclu pour ces deux structures. En Provence occidentale, cette phase est responsable de la formation des plis-failles de grande longueur d'onde comme le Luberon ou les Alpilles, comme le traduit la sédimentation de dépôts d'âge éocène en avant-pays de ces néo-reliefs. Aucune évidence de grand charriage n'est présente à l'Ouest de la faille de la Moyenne Durance, excepté peut-être au niveau du chevauchement de l'Anelier, au Sud du massif des

Alpilles, dont les terrains mésozoïques du secteur de Mouriès ont été interprétés comme allochtones et correspondant à une klippe tectonique. (Rousset, 1974). Néanmoins, la stratigraphie incertaine de ces terrains, cannibalisés par une dolomitisation secondaire importante, incite à la prudence par rapport à cette interprétation.

I-2-5-4) LA PHASE RUPELIENNE (34 A 28 MA)

La phase rupélienne correspond à la période de rifting affectant toute la plate-forme ouest-européenne (Bergerat, 1985 ; 1987 ; Le Pichon et al., 1988) (Figure 34). L'extension quasi-E-W provoque la reprise en faille normale des accidents tardi-hercynien sub-méridiaux comme la faille de la Moyenne Durance ou la faille de Nîmes. Il en résulte la formation de grabens ou demi-grabens, notamment le bassin de Manosque-Forcalquier, où les dépôts d'âge rupélien peuvent atteindre plus de 3000 m d'épaisseur (Destombes, 1962), mais aussi les failles de Nîmes ou de Salon-Cavaillon.

I-2-4-5) LA PHASE CHATTIENNE-AQUITANIENNE (28 A 20 MA)

La rotation du bloc Corso-Sarde provoque l'ouverture de fossés d'effondrement orientés N70°E, particulièrement bien développés dans la région de Marseille (Hippolyte et al., 1993), où les taux de subsidence liés à cette phase sont beaucoup plus forts que pour le Rupélien (Nury, 1984). Les directions des axes de contrainte déduites des stries mesurées dans les galets oligocènes montrent que le champ de contrainte de la phase fini-Chatienne à Aquitaniennne (σ_3 orienté N155°E) (Figure 34) s'observe essentiellement dans le Sud de la Provence, et s'exprime sur plus de 40 km au Nord et à l'Est de Marseille (Hippolyte, 2001).

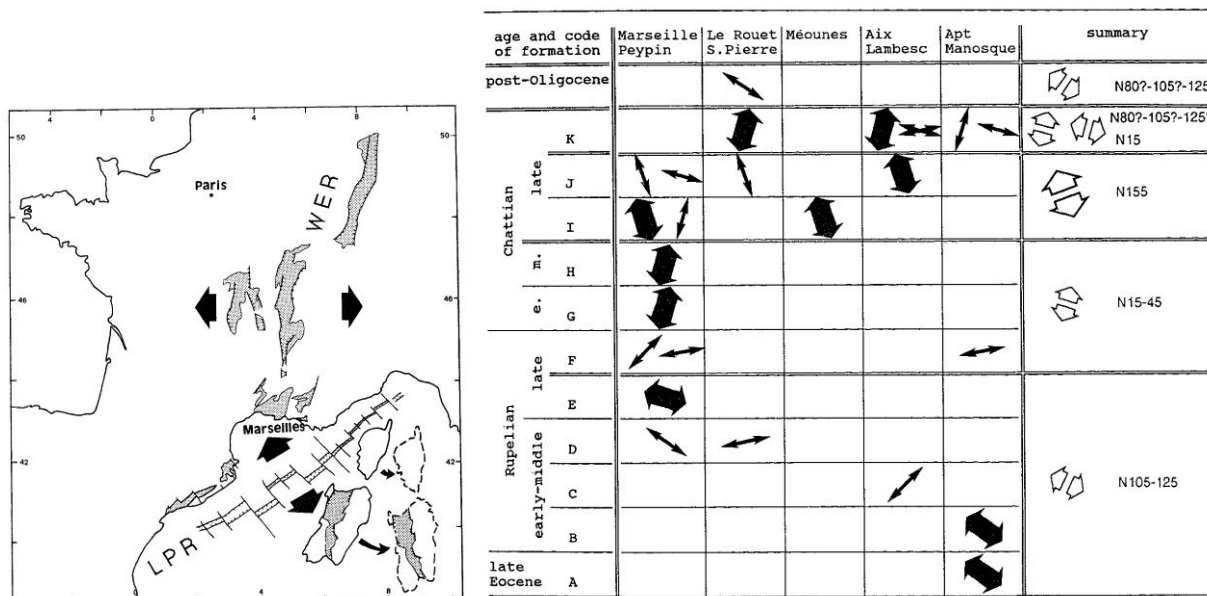


Figure 34 : Contexte géodynamique et états de contraintes régionales durant l'Oligocène, d'après Hippolyte et al. (1993).

I-2-5-6) LA PHASE BURDIGALIENNE (20 A 16 MA)

Besson (2005) montre que les dépôts d'âge miocène sont organisés selon un remplissage de vallées incisées préexistantes. L'ampleur de l'incision de ces vallées permet de mettre en évidence une phase tectonique majeure à la fin du Burdigalien, aboutissant à des mouvements verticaux enregistrés par l'incision du réseau hydrographique (Figure 35). Ces mouvements verticaux sont pluri-hectométriques. Ils se répartissent parallèlement à l'arc alpin et semblent relativement indépendants des structures chevauchantes (Figure 35). Ce type de déformation pourrait s'expliquer par un bombement lithosphérique, concomitant à la fin de la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde, qui provoquerait la mise en compression du domaine provençal (Besson, 2005).

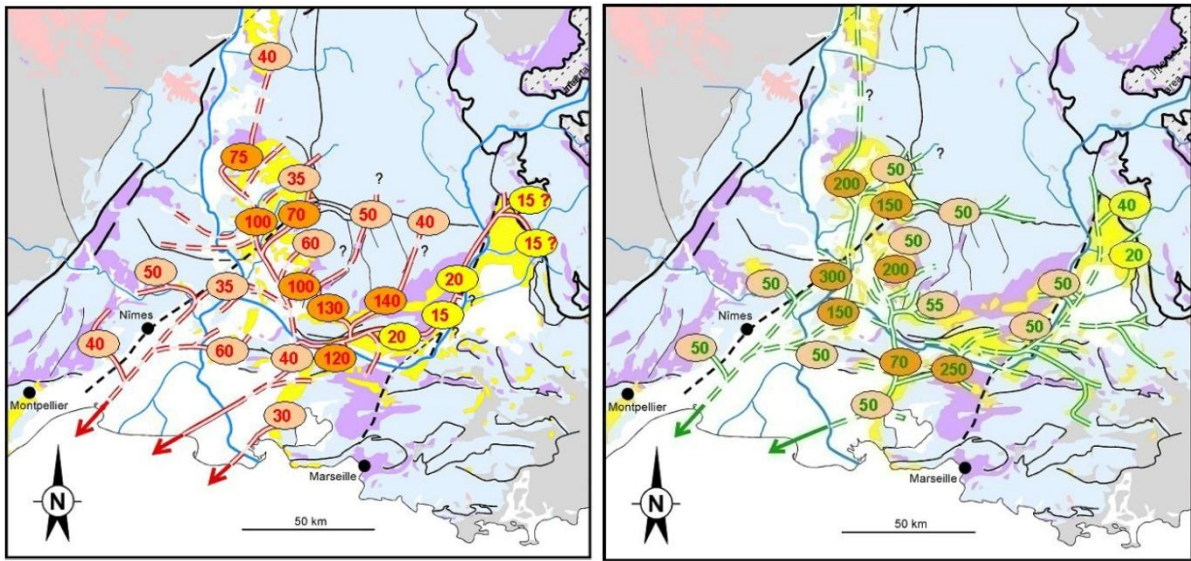


Figure 35 : Reconstitution des paléo-réseaux hydrographiques du début du Miocène et profondeur d'incision d'après Besson (2005). A- A l'Aquitainien-Burdigalien. B- Au Burdigalien terminal.

I-2-5-7) LA PHASE TORTONNIENNE (11 A 6 MA)

La phase tortonienne est la phase principale de déformation miocène en Provence. Elle a pour conséquence le rafraîchissement morphologique des structures existantes et s'exprime essentiellement entre la faille de la Moyenne Durance et celle de Salon-Cavaillon (voir chapitre I-3). Cette phase est contrainte chronologiquement dans le Grand Luberon (Clauzon, 1984 ; 1988) (Figure 36). Elle permet la réactivation tardive de structures telles que l'anticlinal du pont de Mirabeau ou celui du Concors (Clauzon et al., soumis, en Annexe1). La mise en place du chaînon de la Trévaresse se fait probablement intégralement pendant cette période (Chardon et Bellier, 2003).

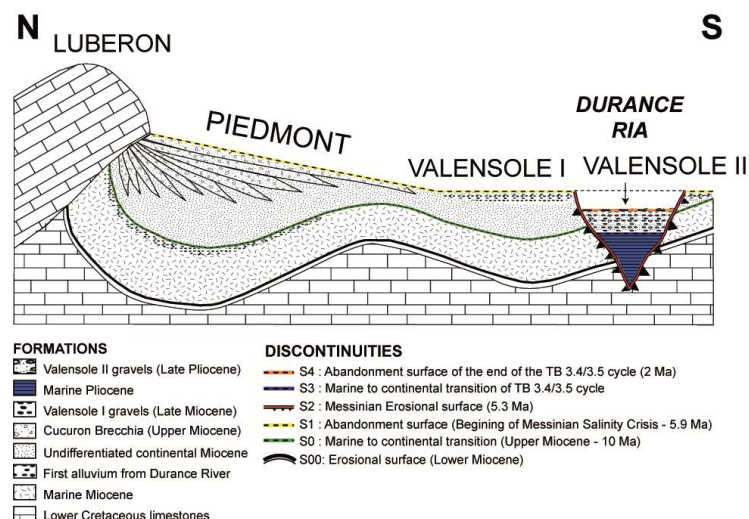


Figure 36 : Coupe schématique du Luberon et de son avant-pays et contraintes chronologiques montrant un développement de la déformation au Tortonien (d'après Clauzon et al., soumis).

I-2-5-8) LA PHASE PLIO-QUATERNAIRE (DE 6 MA A L'ACTUEL)

Un changement de régime tectonique intervient après la phase tortonienne. En effet, l'étude de la cinématique des failles montre deux phases distinctes dans les dépôts miocènes aux abords de la faille de la Moyenne Durance alors que l'on en observe plus qu'une dans les dépôts plio-quaternaires (Baroux, 2000) (Figure 37). L'étude de la relation entre les marqueurs de la crise de salinité messinienne et la tectonique de l'avant-pays du Grand Luberon montre une diminution de l'intensité de la tectonique (Figure 36). En effet, la structuration du Grand Luberon est quasi-terminée avant la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1984 ; Champion et al., 2000). Cependant des traces d'activité post-messinienne ont pu être mises en évidence dans l'avant-pays (voir paragraphe III-1-4).

Age en Ma	Période	Direction de σ_1
0	Terrasses quaternaires conglomérats	N150°E
	Pliocène supérieur Conglomérats de Valensole II	N150°E
3.5		
5.2		
5.8	Crise messinienne	
	Tortonien Conglomérats de Valensole I	WNW-ESE N150°E
9		
	Serravallien Sables helvétiques indurés	WNW-ESE N150°E
12		

Figure 37 : Synthèse des directions de contraintes déduites des plans de failles striés pour la faille de la Moyenne Durance, mettant en évidence un changement de régime entre le Tortonien et le Pliocène supérieur, d'après Baroux (2000).

1-3) IMPORTANCE DE L'HERITAGE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE SUR LA STRUCTURATION DE LA PROVENCE : LE ROLE MAJEUR DE LA FAILLE DE SALON-CAVAILLON.

Cette partie est constituée par un article soumis à la revue « Tectonophysics ». Dans cette partie, nous mettons en exergue les différences structurales de part et d'autre de la faille de Salon-Cavaillon. Nous expliquons ces différences de comportement par un héritage sédimentaire et tectonique. Nous quantifions les taux de raccourcissement pour chacune des phases tectoniques et montrons l'importance de la faille de Salon-Cavaillon lors de la déformation alpine. Pour cela, l'étude se base sur la construction de coupes équilibrées, l'interprétation de profils sismiques retraités et de données de gravimétrie.

TECTONIC AND SEDIMENTARY INHERITANCE ON THE STRUCTURAL FRAMEWORK OF PROVENCE (SE FRANCE): IMPORTANCE OF THE SALON-CAVAILLON FAULT.

*Stéphane Molliex¹, Olivier Bellier¹, Monique Terrier², Juliette Lamarche³, Guillaume Martelet²,
Nicolas Espurt¹*

- 1- CEREGE, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, UMR 6635, Aix-Marseille Université, Europôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence cedex 04
- 2- Bureau de Recherche Géologique et Minière, 3 avenue Claude-Guillemin - BP 36009 - 45060 Orléans Cedex 2
- 3- Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés, EA 4234 Université de Provence, case 67, 3, place Victor Hugo, 13331 Marseille cedex 03

I-3-1) RESUME EN FRANÇAIS

Une étude structurale détaillée a été réalisée dans le secteur de la faille de Salon-Cavaillon (FSC), en utilisant des données de terrain, de la gravimétrie et des profils sismiques pétroliers retraités. Des coupes équilibrées ont été réalisées et ont permis de caractériser le style de déformation et de quantifier le raccourcissement post-oligocène de part et d'autre de la faille. Le Luberon, à l'Est, correspond à un pli de propagation à vergence sud. Sa terminaison occidentale est courbée selon une structure en pli d'entraînement le long de la FSC qui présente un jeu apparent dextre. Les Alpilles, à l'Ouest, sont constituées par un pli de propagation qui se développe très peu durant la phase alpine. A cette époque, sa terminaison orientale subit une rotation anti-horaire d'environ 40° autour d'un axe vertical. La réinterprétation de deux profils sismiques, couplée aux données gravimétriques, a permis de mettre en évidence plusieurs anticlinaux de rampe à vergence sud de faible amplitude au Nord des Alpilles.

La différence de structure entre ces deux chaînons peut être expliquée par la géométrie en profondeur de leur rampe, héritée de la phase pyrénéo-provençal, du Crétacé supérieur à l'Eocène. En effet, le niveau de décollement est enraciné beaucoup moins profond à l'Ouest de la FSC (2-3 km ; dans le Jurassique moyen ou le Crétacé inférieur) qu'à l'Est (plus de 5 km, probablement dans le Trias ou Jurassique inférieur). L'enracinement en profondeur est plus favorable à la propagation de larges anticlinaux de rampe tandis que l'enracinement à faible profondeur va engendrer des structures de longueur d'onde plus faible et va favoriser les mouvements de rotation autour d'un axe vertical.

L'essentiel du raccourcissement a lieu durant la phase pyrénéo-provençal (65 % à l'Est et 95 % à l'Ouest). Le raccourcissement miocène se fait en direction du Sud des deux côtés de la faille. Il est très largement accommodé à l'Est de la FSC (2 km contre 400 m maximum à l'Ouest). La FSC joue donc un rôle de transfert majeur durant la phase de déformation alpine.

I-3-2) ABSTRACT

Using field data, balanced cross-sections, gravity and reprocessed seismic reflection, a detailed structural study has been realized on the Salon-Cavaillon fault (SCF) area, in Provence region (SE France). This fault separates two main ridges (Alpilles to the West and Luberon to the East). Field data and balanced cross-sections allow us to characterize the present-day structures and the post-Oligocene deformation which drastically differs on both sides of the SCF. Our structural study shows a post-Oligocene southward displacement of the structures on both sides of the SCF. The Luberon ridge is a fault propagation-fold developed on a S-verging ramp. The anticline is bended as a drag fold in the vicinity of the dextral strike-slip SCF. The Alpilles ridge is a less developed fault propagation fold. Its eastern termination was affected by a rigid counter-clockwise rotation around a vertical axis. The differences between both ridges in term of structural architecture are explained by the deep geometry of their ramp, inherited from pyreneo-provençal tectonic phase occurring from Late Cretaceous to Middle Eocene. The *décollement* level is shallower rooted in eastern side of the SCF (2-3 km), probably in Lower Cretaceous or Upper Jurassic marls, than in the western side, where the fault is rooted in Triassic series (more than 5 km). The deep-seated rooting favoured large scale fault propagation type of folding, whereas shallow-seated rooting favoured small scale fault propagation type of folding and rotational mechanisms.

To image the sub-surface structures to the West of the SCF, we also integrated gravity data and reprocessed seismic reflection. It permits to precise the regional tectonic framework and to detect several hidden E-trending S-verging folds. The main shortening episode in Provence occurred during pyreneo-provençal phase from Late Cretaceous to Eocene, with 65 % of the total shortening to the East of the SCF and 95 % to the West. Alpine shortening, from Miocene to present-day decreased strongly to the West of

the SCF (less than 400 m against 2 km to the East), providing evidences for the major role of the SCF in the transfer of southward alpine deformation.

I-3-3) INTRODUCTION

During the growth of an orogen, the coeval sedimentation in the foreland area is generally heterogeneous in terms of lithology and thickness. It is often affected by motion along inherited basement faults (e.g., DeCelles and Giles, 1996)³. This syn-sedimentary tectonics results in anisotropic domains where the sedimentary and tectonic inheritance plays an important role in the syn- to post-orogenic deformation.

The studied area is located in the SE France basin which is in foreland position with respect to Pyrenees and Alps (Figure 38). This area has been for long studied and the different tectonic phases are well-known (e.g. Bertrand, 1899, Corroy et al., 1964, Guieu, 1968, Clauzon, 1984, Tempier, 1987, Philip et al., 1987, Champion et al., 2000, Baroux et al., 2001). Tectonic and sedimentary inheritances played a major role within the Cenozoic deformations of Provence. These inheritances are due to the irregular geometries of the Mesozoic basins (Baudrimont and Dubois, 1977, Ménard 1980, Debrand-Passard et al., 1984) and to deep-seated faults of Late Hercynian age, especially NNE-trending strike-slip faults as the Middle Durance fault (MDF), the Nîmes fault (NF) or the Salon-Cavaillon fault (SCF) (Arthaud and Matte, 1975, Roure and Colletta, 1996) (location on Figure 38).

A recent reinterpretation of a seismic reflection profile across western Provence (Terrier et al., 2008), shows that main thrusts located between the MDF and the SCF have a southward vergency while N-verging ramp anticlines are present to the East of the MDF and to the West of the SCF. These observations imply that the zone between the MDF and the SCF is decoupled from the rest of the Provence and that these two faults could be considered as main transfer strike-slip faults and major structures in the regional tectonic model.

If the MDF has already been largely studied (e.g. Rousset, 1978; Terrier and Lenotre, 1989; Roure and Colletta, 1996; Benedicto, 1996; Baroux, 2000; Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008), few specific studies has been realized regarding the SCF, although it is considered as an active structure (REGINE group, 1991; Terrier, 1991; Amorèse et al., 2009). Therefore, it is important to constrain the geometry and kinematics of this accident.

³ *References cited in this paper have been integrated with the general references, in the chapter “Références bibliographiques” at the end of the thesis.*

In order to reach this goal, we perform a structural study based on a multidisciplinary approach. We used field data, balanced cross-sections, seismic reflection and gravity to constrain the geometry of E-trending ridges of both sides of the SCF (particularly Alpilles and Luberon structures) in order to characterize the deformation pattern around this fault and evaluate its role on the tectonic model of Provence.

I-3-4) GEOLOGICAL SETTINGS

The Provence region is located in the foreland domain of Pyrenean and Alpine mountain belts (Figure 38). It is affected by W-trending ramp anticlines and N- to NE-trending strike-slip faults inherited from the late Hercynian phase and reactivated during Mesozoic and Cenozoic times (Villegier and Andrieux, 1987; Séranne, 1999, Champion et al., 2000).

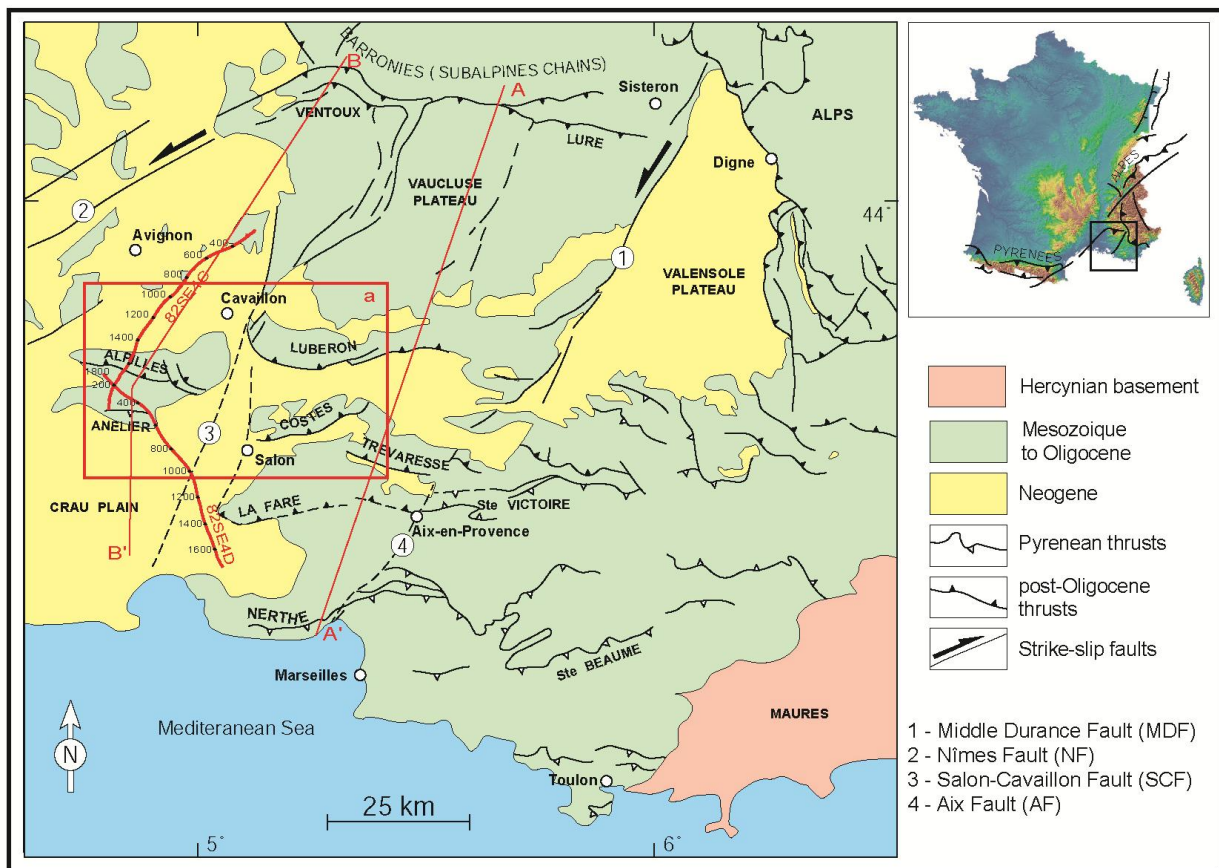


Figure 38 : Location and structural setting of studied area (modified after Chardon and Bellier, 2003). a) Red frame represents the emprise of figure 2. Red line corresponds to the trace of profile line of Figure 45 and Figure 46. AA' and BB' represent the trace of the synthetic cross-sections presented on Figure 49.

The present-day structural pattern of the Provence results from several superimposed tectonic stages linked to Pyrenean and Alpine orogens and Mediterranean geodynamics. Hereafter, we will briefly summarize the main tectonic events that affected the Provence area.

I-3-4-1) GEODYNAMIC HISTORY

During Tethysian rifting (Triassic to Middle Cretaceous), Provence area corresponds to the NW-trending margin of alpine Tethys (Lemoine and Trümpy, 1987, Stampfli and Borel, 2002). Shelf basins, as SE France Basin take place thanks to the opening of Ligurian Sea, reactivating Late Hercynian structures (Lemoine, 1984).

During Middle Cretaceous, the formation of the Durance isthmus (Gignoux, 1925), results in Late Cretaceous unconformity and the development of bauxite.

At the end of Cretaceous, Europe and Africa began to converge (Rosenbaum et al., 2002; Stampfli and Borel, 2002, Sibuet et al., 2004). The collision between Hispanic and western European blocks leads to the uplift of Pyrenees and Catalan ranges (Mattauer, 1968, Roure and Choukroune, 1998, Fitzgerald et al., 1999). In Provence, two tectonic phases occurred. First, it results in a large scale folding (Corroy et al., 1964; Leleu et al., 2009) at the end of Cretaceous; then, during Middle Eocene, the fold-and-thrusting pyreneo-provençal phase is responsible for N-verging folds and thrusts (e.g. Bertrand, 1999; Haug, 1925; Guieu, 1968; Tempier, 1987).

During Oligocene, E-trending extension in the West-European platform conducted to the West-European rift system (Bergerat, 1987; Le Pichon et al., 1988; Hippolyte et al., 1991; Ziegler, 1992; Séranne, 1999). In Provence, this phase is expressed as grabens, locally thicker than 3000 m, developing during Rupelian and Chattian times (Bergerat, 1987; Villeger and Andrieux, 1987; Hippolyte et al., 1993).

A second extensional phase occurred during Late Oligocene and Early Miocene, when the Liguro-Provençal basin opened between Provence and Corso-Sarde block (Hippolyte et al., 1993; Mauffret and Gorini, 1996; Roca et al., 1999; Gattacceca et al., 2007). It caused marine transgressions, erosional surfaces and marine molasses deposits in Provence (Demarck, 1970; Besson et al., 2005). From Late Oligocene to Middle Miocene, the alpine front propagates toward the NW, reactivating Pyreneo-Provençal structures essentially in western Provence where S-verging ramp anticlines are developed. The N-to-NE trending faults are reactivated as strike-slip faults. The main Miocene alpine fold-and-thrust deformation occurred during Tortonian (Clauzon, 1984; Clauzon et al., submitted) but would start since Langhian (Villeger, 1984; Blès et Gros, 1991).

A change in the stress pattern occurs between Late Miocene and Quaternary. It is characterized by a strike-slip compressional regime (Baroux, 2000). It may be related to a change in alpine stress pattern during Pliocene (Champagnac et al., 2004; Sue et al., 2007). Provence area is currently considered as a moderate seismic domain, but many destructive events occurred during these last centuries, as shown by instrumental and historical seismicity (Levret et al. 1994; Lambert et al., 1996). Furthermore, many studies display evidences for Quaternary faulting revealed by paleoseismological (Combes et al., 1993 ;

Sébrier et al., 1997; Dutour et al., 2002; Chardon et al., 2005) or structural studies (Hippolyte and Dumont, 2000 ; Guignard et al., 2005). Other evidences for Quaternary deformation were also reported, particularly along main faults of Western Provence (Terrier, 1991; Baize et al., 2002). For present-day, the compilation of focal mechanisms in Provence (Baroux et al., 2001) suggests that drastic local variations of stress pattern exist in Provence, due to different sources of stress and deviations along major strike-slip faults.

I-3-4-2) STRUCTURAL PATTERN

The Provence region can be subdivided into two parts (Figure 38): eastern and western Provence. Both domains are separated by the N20°E-trending MDF (Figure 38), which corresponds to the eastern border of the Mesozoic south-eastern France basin (Baudrimont et Dubois, 1977). The western border of this basin is delimited by the N40°E-trending Cevennes fault (CF) (Figure 38), which marks the boundary with the Hercynian “Massif Central” belt.

The eastern Provence corresponds to the eastern border of the Mesozoic shelf basin. The sedimentary cover is only 2-km thick. Most of the structures are N-verging ramp anticlines. Mesozoic marine deposits are covered in the northern part by Cenozoic continental deposits at the front of the alpine belt (Valensole Plateau) (Figure 38).

The western Provence comprises a thick (5-10 km) Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover deposited in shelf basin conditions. Most of the tectonic structures are S-verging ramp anticlines. This part of the Provence has been described as “North Provence Cover Block” (NPCB) (e.g. Villeger and Andrieux, 1987). The NPCB is a 100 km wide quadrilateral defined as the part of Provence where Miocene deformation occurred. It is delimited at West by the NF, at North by the Ventoux-Lure thrust and at East by MDF (Figure 38). The SCF is another main meridian fault which crosses the NPCB in its middle. Several main ridges of the NPCB are bounded by the SCF: Luberon, Alpilles, Costes or La Fare ridges (Figure 38 and Figure 39).

Geophysical studies provide evidences for heterogeneities of sedimentary cover thickness within NPCB (Ménard, 1980) (Figure 39). It is confirmed by sedimentary studies that show variabilities in facies and subsidence rates into the NPCB (Baudrimont and Dubois, 1977, Debrand-Passard et al., 1984). The base of the sedimentary cover is constituted by a thick evaporitic triassic layer (more than 1 km) which forms a main *décollement* level (Benedicto et al., 1996; Champion et al., 2000). Others potential shallower *décollement* levels occur, as Middle Jurassic or Lower Cretaceous marls.

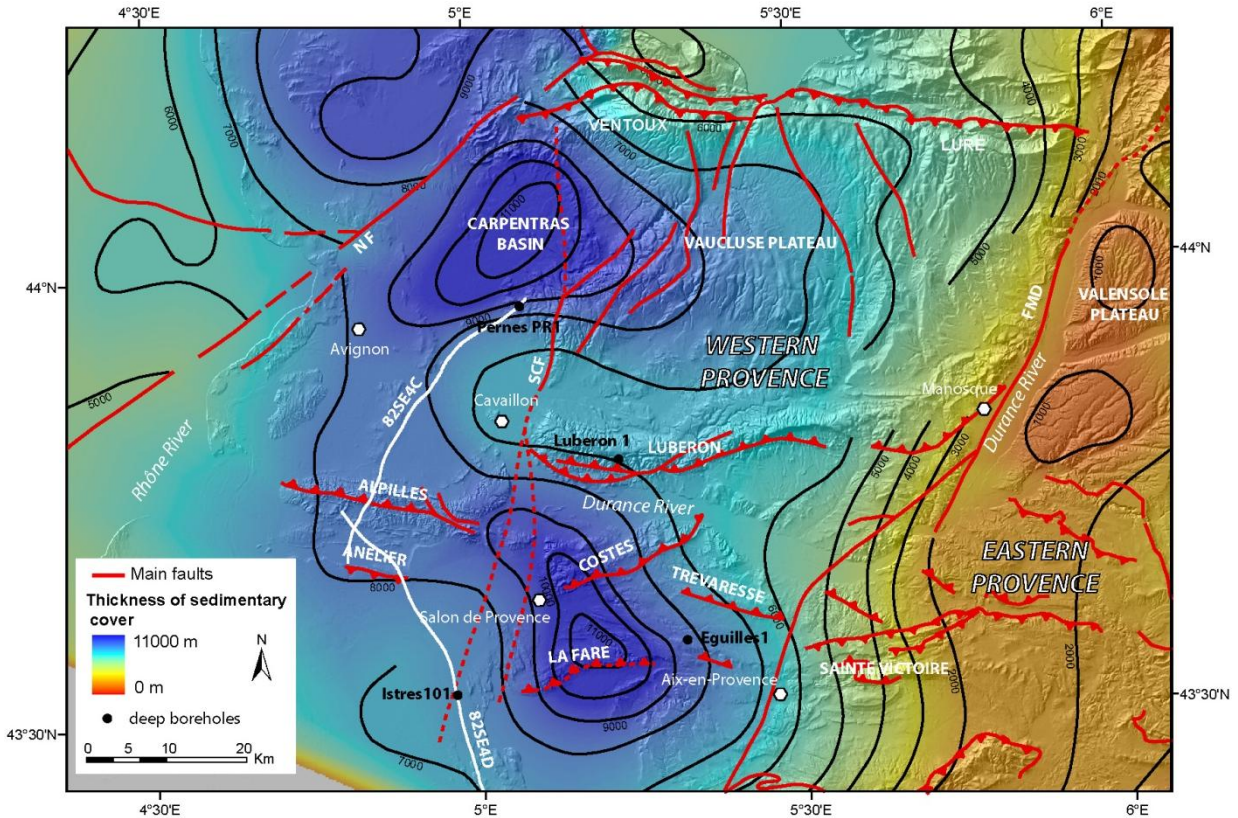


Figure 39 : Thickness of sedimentary cover of western Provence (after Ménard, 1980). It highlights the control of the SCF system in sedimentation and fold and thrust development. White lines correspond to the trace of seismic profiles presented on Figure 45 and Figure 46.

I-3-5) CHARACTERISATION OF THE DEFORMATION IN THE SCF ZONE

I-3-5-1) ARCHITECTURE OF THE SCF

Although studies have been conducted regarding the border faults of the NPCB (The MDF: e.g. Roure and Colletta, 1996; Guignard et al, 2005; Cushing et al., 2008; the NF: e.g. Benedicto et al., 1996; Schlupp et al., 2001), few studies focused on the SCF.

However, the SCF is a main structure of the NPCB. It is an 80 km long fault zone which delimits several main E-trending ridges: the Alpilles to the West, the Luberon, Costes and La Fare ridges to the East. The SCF is considered to be a sub-vertical dextral strike-slip fault (Combes, 1984; Ritz, 1991). Three different domains of the SCF can be described (Figure 39):

- (i) To the North, the SCF is much segmented. It goes through the Vaucluse Plateau and propagates northward to the Ventoux-Lure N-verging thrust. It plays the role of a transfer fault between the Ventoux structure to the West and the Lure structure to the East.

- (ii) In its middle part, the SCF is composed of a single segment. The fault crops out to the South of Vaucluse Plateau, where Miocene continental deposits of Carpentras basin are in tectonic contact with Cretaceous limestones of Vaucluse Plateau.
- (iii) The southern part of the SCF is covered by Quaternary deposits. Therefore, location and geometry of the SCF is estimated using geophysical and borehole data. It is composed by at least two major segments. The southern termination of the fault is unconstrained.

I-3-5-2) MESOZOIC SEDIMENTATION HETEROGENEITIES ON BOTH SIDES OF THE SCF

Sedimentary cover has been compared on both sides of the SCF, from surface mapping, deep boreholes data, and regional synthesis (Baudrimont and Dubois, 1977; Debrand-Passard et al. 1984) (Figure 40). The thickness of the sedimentary cover interpreted from geophysical data (Ménard, 1980) (Figure 39) shows two high-subsidence rate zones (with more than 10 km-thick sedimentary cover) into NPCB: Carpentras basin at NW and La Fare basin at SE (Fig. 2). The SCF separates these two basins.

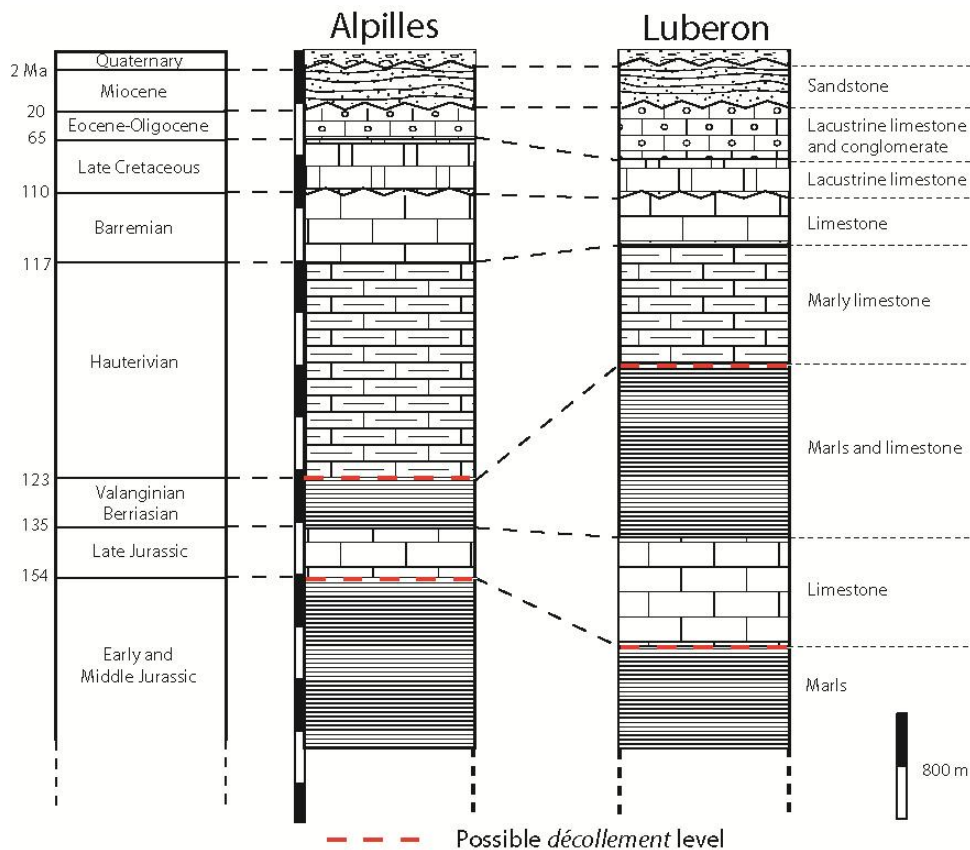


Figure 40 : Comparison of stratigraphic succession for Alpilles and Luberon. There are strong differences of subsidence rate during Jurassic and Early Cretaceous.

In the NPCB, Jurassic to Middle Cretaceous series are characterized by an alternation of marine marls and limestones. Provence region emerges at Middle Cretaceous until Late Oligocene. Sedimentation is characterized by lacustrine limestone and conglomerates. The Miocene time is marked by a regional marine transgression and the deposition of sand and molasses.

In the Alpilles, Late Jurassic limestones are less developed (~400 m) than marls of Early and Middle Jurassic (much than 1000 m) (Figure 40). For Early Cretaceous times, while sedimentation rates were moderate during Berriasian and Valanginian (less than 400 m), high subsidence rates during Hauterivian allow more than 1500 m-thick deposit.

The thickness of the Late Cretaceous to Eocene sediments could reach up to 500 m, while the Miocene sediment thickness reach up to 200 m at the north of the Alpilles ridge.

In the Luberon, Late Jurassic limestones are thicker (~800 m) than in the Alpilles (Figure 40), while thickness of Early and Middle Jurassic marls is less than 1500 m. Berriasian and Valanginian deposits (~1500 m) are thicker than Hauterivian series (~1000 m). Thickness of Cenozoic sedimentary cover is almost the same as for the Alpilles.

It is possible to highlight that the Late Jurassic and the Early Neocomian series are thinner in Alpilles than in Luberon. On the contrary, the Hauterivian series are thicker in the Alpilles (more than 1500 m) than in the Luberon (~1000 m). For older formations, important variations of subsidence could exist, implying a permanent anisotropy of subsidence rates within the NPCB during Mesozoic (Baudrimont et Dubois, 1977; Debrand-Passard et al., 1984).

I-3-5-3) STRUCTURAL STUDY OF LUBERON AND ALPILLES RIDGES.

To constrain the geometry and the chronology of deformations of the SCF area, we studied the relation between the SCF, the Alpilles and the Luberon ridges (Figure 41). Surface data, regional mapping (Germain et al., 1966; Gouvernet et al., 1968; Catzigras et al., 1975; 1977), aerial and satellite images, *boreholes description* and seismic reflection data were integrated to construct a balanced cross-section of about 11 km long from North to South for each ridge. The restoration was realized according to classical thrust tectonic concepts (Dahlstrom, 1969; Boyer and Elliot, 1982; Elliot, 1983; Woodward et al., 1985; Shaw et al., 1999). The cross-sections were balanced on the basis of bed length and thickness conservation, and flexural-slip algorithm (e.g., Ramsay and Huber, 1987). The cross sections were restored at the bottom of the Middle Cretaceous deposits, assuming that they were horizontal at deposition time, and pinned at local pin lines in the south (Figure 42 and Figure 43). Moreover, a detailed structural study permits to better characterize Miocene part of the deformation (Figure 41).

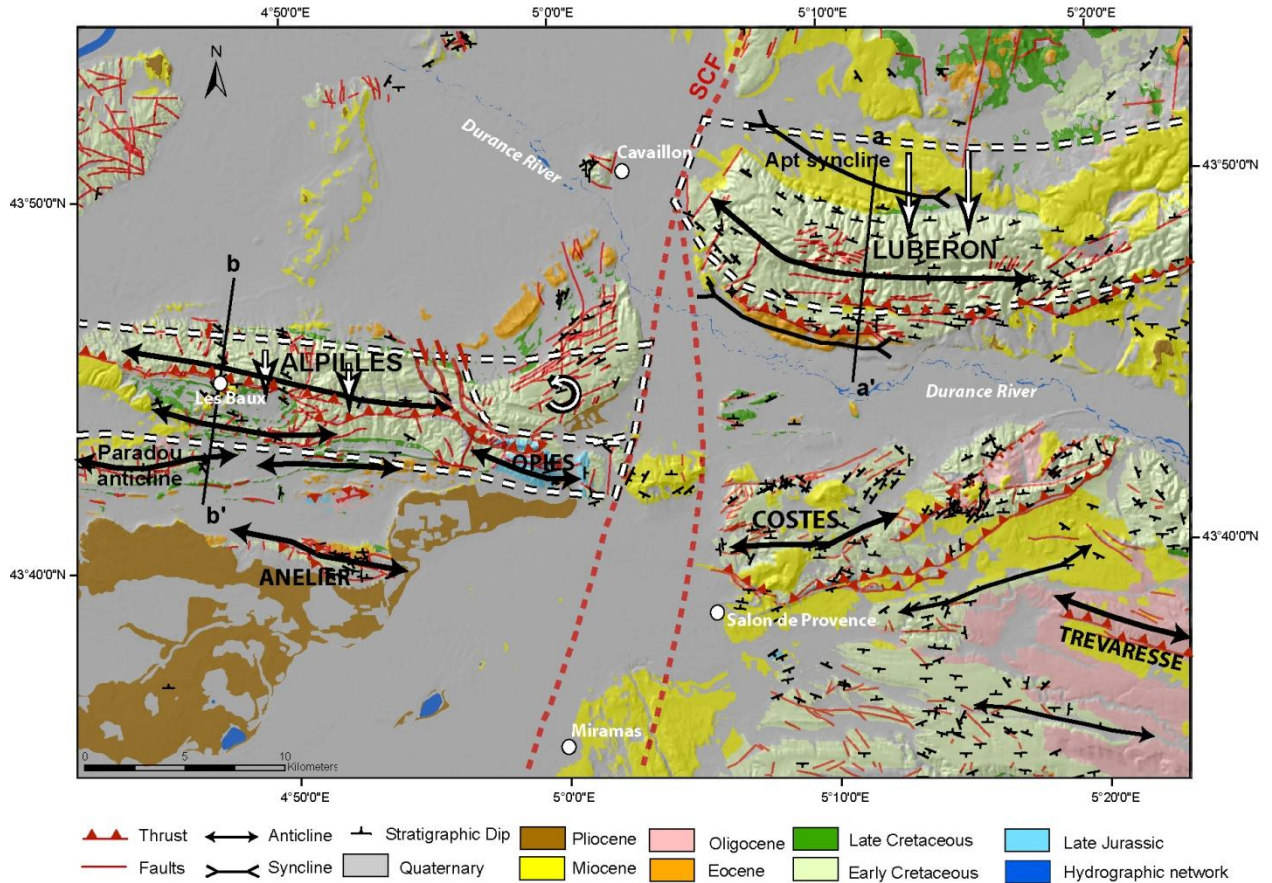


Figure 41 : Structural sketch of Salon-Cavaillon fault area. Geological mapping from 1/50000° geological map (Germain et al., 1966; Gouvernet et al., 1968; Catzigras et al., 1975; 1977). Dipping measurements come from geological map and own data. *aa'* and *bb'* indicates the location of balanced cross section respectively of Figure 43 and Figure 42. Black and white dashed lines correspond to morphologic reconstruction prior to Miocene deformation. Both escarpments lines up along the SCF before Miocene deformation.

I-3-5-3-A) THE LUBERON RIDGE

The Luberon is an E-trending ridge running from the MDF to the SCF (Figure 38). It nearly reaches 1100 m a.s.l. at its highest point in the eastern part. The ridge is composed of two parts separated by a N60°E-trending transfer fault. Only the western part of this ridge is described in this paper.

The range is formed by an E-trending S-verging ramp anticline overthrusting an Eocene continental foreland basin (Figure 41). The balanced cross-section shows that the structure of the western Luberon ridge (Figure 42) corresponds to a S-verging breakthrough fault-propagation fold. The thrust system consists of two main thrust faults. The southern lower thrust cuts through and deforms Cenozoic strata of the southern Durance syncline. This thrust dips ~30° to the north as constrained by the observations in the Luberon1 borehole. The northern upper thrust cuts the hangingwall ramp anticline and connects downward to the lower thrust. The depth of *décollement* level is controlled by the position of the Apt syncline axis marking the termination of the northern anticline flank. The *décollement* level is ~4.5 km deep, probably located in the Triassic-Lower Jurassic interface. The main thrust is the southern branch

and affects the southern hinge of anticline. A large part of the deformation along this fault occurred during the Late Cretaceous to Eocene pyreneo-provençal phase, as indicated by Late Cretaceous to Eocene syntectonic sedimentation in foreland of Luberon (Goguel, 1932). The restoration of the cross-section shows a total horizontal shortening across the Luberon ridge of ~2900 m (Figure 42).

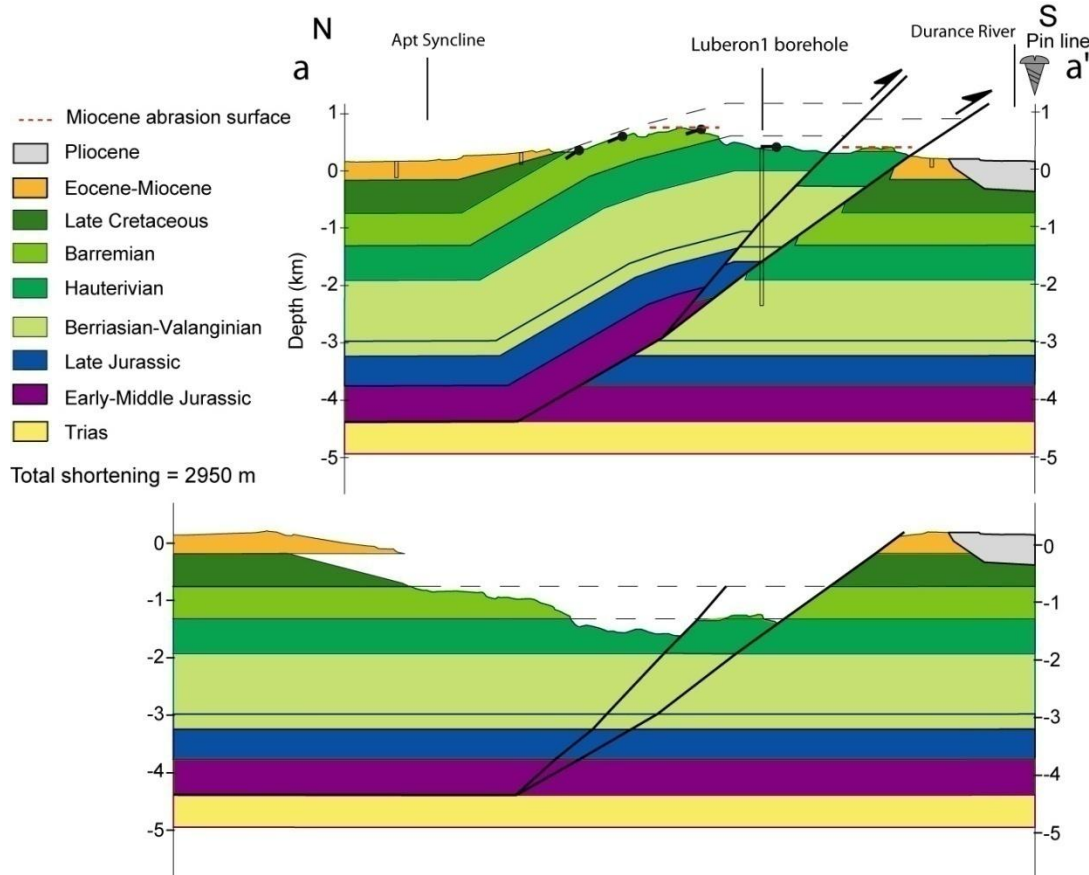


Figure 42 : Balanced cross-section of Luberon ridge and restoration at the top of the Barremian series. Location in Figure 41.

Langhian deposits are folded and thrust into the fold attesting for a compressional Alpine reactivation. Against the SCF, the fold axis is bended up to reach a N45°E strike (Figure 41) as a drag fold termination along a dextral strike-slip fault. To the North of the Luberon, a syncline constituted by Miocene deposits (Apt syncline) is bending parallel to the fold axis, suggesting a post-Langhian age of the drag folding. The western termination of the Luberon ridge is affected by N to NE-trending faults. The ridge is truncated by a N10°E graben associated to the SCF system. The periclinal termination of Luberon is observed to the West of the SCF, in the St-Pierre mount, at the West of Cavaillon city (Figure 41). The main escarpment of the western Luberon is a normal fault which affects Burdigalian, but seals Langhian deposits. So, this escarpment corresponds to the geomorphic evidence for the Oligocene normal fault of the SCF until the end of Burdigalian. This observation permits to constrain the tectonic inversion from Oligocene to Burdigalian extension to alpine compression at the Burdigalian-Langhian transition (16 Ma). This chronology is consistent with regional tectonic studies, which suggest the beginning of the inversion since Langhian (Villegier, 1984; Baroux, 2000) and the main part of the alpine deformation

being realized between 11 to 6 Ma, particularly in the eastern part of the Luberon range. (Clauzon, 1984; Clauzon et al., submitted).

A Miocene marine abrasion surface constitutes the top of the ridge at an elevation of about 700 m a.s.l. (Figure 42 and Figure 44c) (Goguel, 1932; Champion et al., 2000). The age of this surface could be Burdigalian or Langhian in age (Besson, 2005). The same surface is visible south of the northern thrust at 400 m a.s.l. (Figure 42 and Figure 44c). The deformation of the surface indicates that the cumulative deformation on the northern fault has been realized during the alpine phase (after 16 Ma). A part of the deformation along the southern thrust has also been realized after 16 Ma, as shown by the high elevation of the Miocene marine abrasion surface on the southern flank (400 m). The integrate deformation rates for the alpine phase is deduced from the balanced cross-section and the deformation of Miocene markers since the tectonic inversion at 16 Ma to Present-day. There are 0.06 mm/yr for shortening and 0.025 mm/yr for uplift.

I-3-5-3-B) ALPILLES.

The Alpilles ridge corresponds to an E-trending range with a moderate elevation (~500 m) in comparison to the Luberon. Two structural domains are identified. They are separated by a westward convex bend, N- to NW-trending dextral strike-slip fault zone (Figure 41 and Figure 44a). To the SE, this fault system is connected to a thrust system (Opies mounts, Figure 41). This thrust system is responsible for Jurassic formations exposure in the Alpilles.

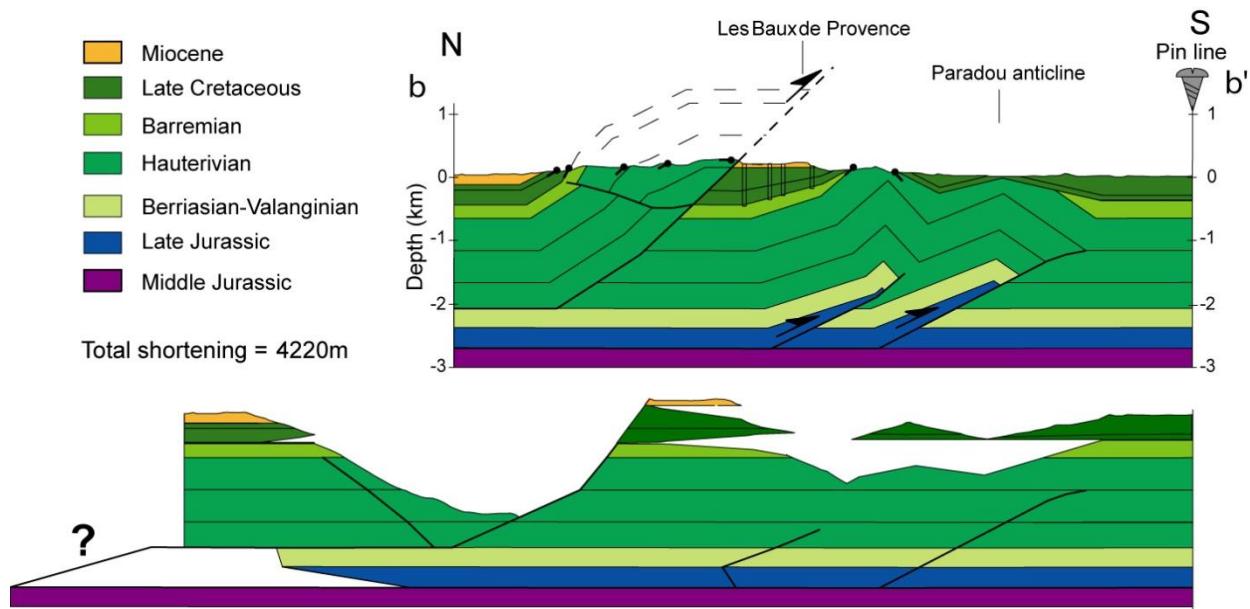


Figure 43 : Balanced cross-section of Alpilles ridge and restoration at the top of the Barremian series. Location on Figure 41.

The western unit is a N100°E-trending S-verging ramp anticline (Figure 41 and Figure 43). North of western Alpilles structure corresponds to a S-verging fault-bend anticline overthrusting marine

Miocene series of the Baux de Provence syncline (Figure 41 and Figure 43). The anticline displays a backlimb dipping $\sim 30^\circ$ northward. This backlimb is cut by a back-thrust dipping 15° southward, with Cretaceous layers dipping up to 70° -dip to the North (Figure 43). The *décollement* surface level is constrained by the hinge of the northern syncline. The construction of the balanced cross-section implies that the *décollement* surface is located at about 2-km deep, probably at the Valanginian-Hauterivian series interface. To the South of the western Alpilles, two S-verging fault-propagation folds affect the foreland. The dip of both ramps is about 30° northward. The geometry of these folds is controlled by a ramp which is connected in a deeper *décollement* level, probably in the Middle Jurassic marls-Late Jurassic limestones interface, at ~ 2.7 -km deep (Figure 43). The growth of the Alpilles anticline began during Middle Cretaceous times as shown by the low-angle unconformity of the Aptian bauxite above lower Cretaceous series (Gignoux, 1925; Rousset, 1975). An angular shear within the Late Jurassic series is necessary to balance the both frontal structures. This component can be related to the ductile component of the Late Jurassic series. We propose that the shallowest *décollement* level connects to the deepest to the North. The restoration of the cross-section shows a total horizontal shortening of ~ 4200 m (Figure 43).

The eastern unit is a NW-dipping homocline truncated by a sub-horizontal Miocene abrasion surface. Eastern unit is affected by $N45^\circ E$ -trending faults (Figure 41). The drastic change of the structure orientation of the bedding and faults in this area can be explained by a counter-clockwise rotation around a vertical axis. This rotation is accommodated by the displacement along the N to NW-trending dextral strike-slip fault zone which separates the both units (Figure 41 and Figure 44a).

The deformation of Miocene strata (Goguel, 1944) shows that the main shortening occurred before Miocene, probably during Late Cretaceous to Eocene pyreneo-provençal phase (Figure 43 and Figure 44b). The alpine phase is only responsible for a slight reactivation of the main Alpilles anticline. Miocene deposits poorly crop out and are less deformed than in Luberon. The Miocene abrasion surface has an average elevation of 250 m in the Eastern unit. It is preserved in the western part at an elevation of 380 m. Thus, the alpine deformation is responsible for a part of shortening in the western side, whereas no significant shortening occurred in the eastern part. So, the displacement along the dextral strike-slip fault zone which separates both sides of the Alpilles range results from alpine compression.

The termination of the range near the SCF is cut by a 150 m-high escarpment (Figure 41). This escarpment affects Late Eocene deposits. It was probably created by normal faulting of the SCF system during the Oligocene extension phase, as for the eastern termination of the Luberon ridge.

The integrate deformation rates for the alpine phase is deduced from the balanced cross-section and the deformation of Miocene markers since the tectonic inversion at 16 Ma to Present-day. For western Alpilles, there are 0.006 mm/yr for shortening and 0.0025 mm/yr for uplift. The counter-clockwise rotation of the eastern block is about 45° .

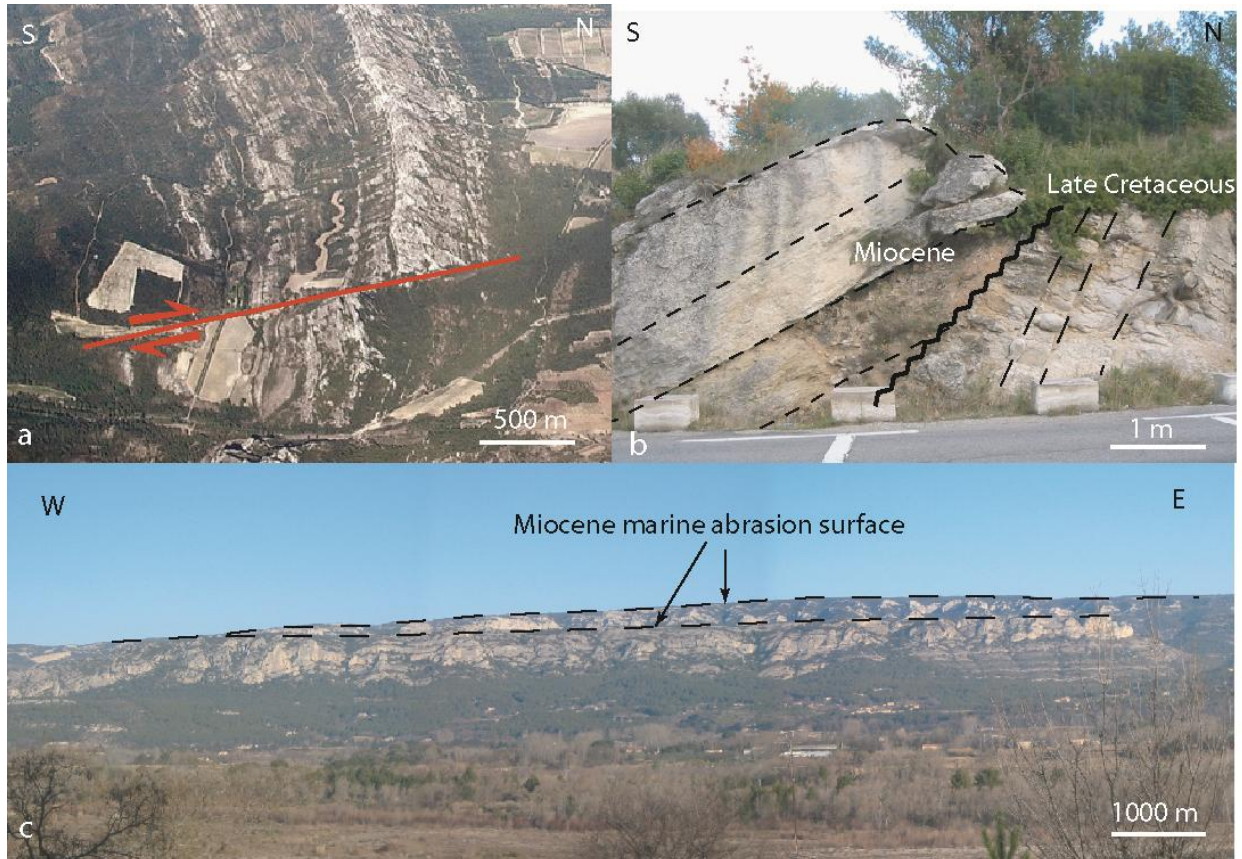


Figure 44 : a) Aerial view of one fault of the dextral strike-slip fault system which separates eastern and western Alpilles range. b) Unconformity between Miocene and Late Cretaceous to the North of the Alpilles range. c) Miocene marine abrasion surface deformed by a reverse faulting in the Luberon range.

I-3-5-4) SUB-SURFACE DATA

Sub-surface data are necessary to study part of the Provence located to the West of the SCF because of the large development of Quaternary deposits, which covered Mesozoic and Cenozoic structures. We reinterpreted 2 seismic profiles reprocessed in 2005 from original field recording of 1982 (Figure 45 and Figure 46). Depths proposed from two-way time are calculated from time to depth model of Cushing et al. (2008). For interpretations, the reflectors were calibrated using available deep boreholes. We also used the 1:50,000-scale geological maps (Germain et al., 1966; Gouvernet et al., 1968; Catzigras et al., 1975; 1977), completed by field observations. Then, we used gravity data in order to extrapolate in space structures viewed in cross-sections on seismic profiles (Figure 47).

I-3-5-4-A) SEISMIC PROFILE 82SE4D, ACROSS THE SCF AND THE SOUTH OF ALPILLES RIDGE

The profile 82SE4D is 41 km long and strikes NW-SE (Figure 38 and Figure 45). It crosses the southern part of Alpilles ridge, through the Crau plain and down to the North of Nerthe range. It cuts the supposed trace of SCF in its southern part (Figure 45). Istres Borehole (location in Figure 39) constrains the position of reflectors in the southern part. It crosses the sedimentary cover from Cretaceous to Lias.

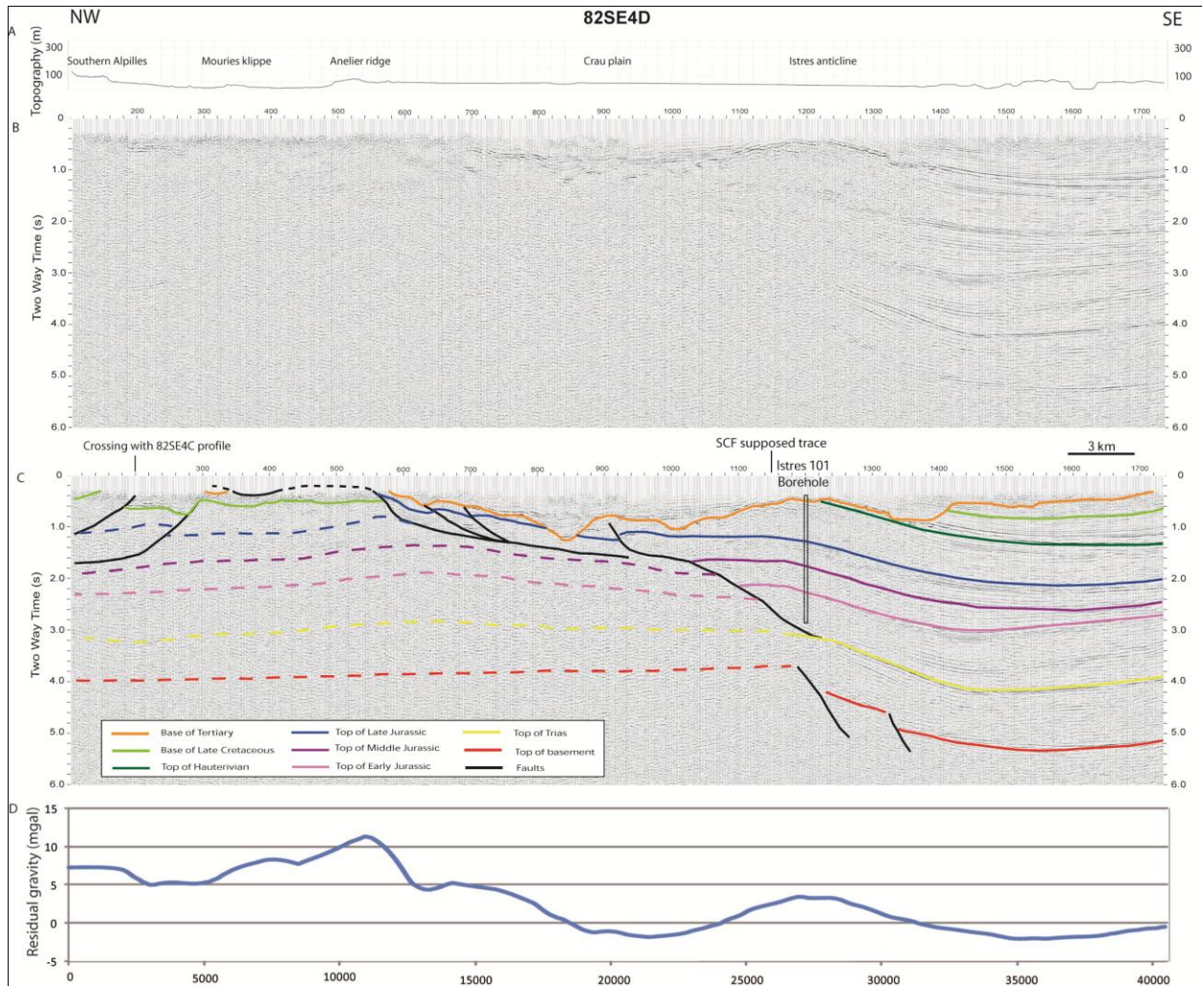


Figure 45 : Seismic line 82SE4D, A) Topographic profile B) seismic traces, C) interpretation, and D) residual gravity profile (from data in Figure 47 c). Location on Figure 38Figure 39.

A tertiary erosion surface, characterized by an unconformity and deep incision features at the base of CDP 840, 1010 and 1350 is visible in the southern part of the profile (Figure 45). A part of this incision could be interpreted as resulting of Messinian Salinity Crisis and another part by the erosion of the margin due to the opening of Liguro-Provençal basin during Oligocene (Oudet, 2008). Upper Jurassic is characterized by well-contrasted reflectors. At the base of Istres borehole, there is a N-verging hidden ramp anticline (Istres Fold; Figure 45). This structure does not affect Oligo-Miocene sediments. The Anelier ridge, located at the base of CDP 600 (Figure 45) is a N-verging thrust system with a décollement level rooted into Middle Jurassic. Its northern termination corresponds to the Mouries klippe (Rousset, 1974), visible at the base of CDP 370 (Figure 45). This structure does not affect Oligo-Miocene sediments either. The North of the seismic line corresponds to the southern part of Alpilles range. The low resolution does not permit to propose an accurate interpretation.

To the South of the profile, thickness of sedimentary cover reaches more than 5 twt (s) (about 11km depth) (Figure 45). The top of the basement is interpreted from reflection features and crossing with

others seismic lines. It is deeper to the South (more than 5 twt) than to the North (4 twt (s)). This deepening is located at the base of the SCF supposed trace (~CDP 1300; Figure 45). A crustal normal fault probably drives a throw down of the basement during Mesozoic sedimentation. The SCF is not visible across sedimentary cover, suggesting that the present-day termination of the SCF is running through the North.

I-3-5-4-B) SEISMIC PROFILE 82SE4C: ACROSS ALPILLES RIDGE AND THE NORTHERN STRUCTURES

The 82SE4C seismic profile is striking NNE-SSW (Figure 38). It is 45-km long. It crosses 82SE4D line to the South (Figure 46). It runs through the Carpentras basin, more than 20 km through the Durance plain and crosses the Alpilles ridge (Figure 46). Quaternary deposits covered structures located between the Alpilles and the Carpentras basin. The resolution of the line does not allow proposing an interpretation for reflectors under the Middle Jurassic.

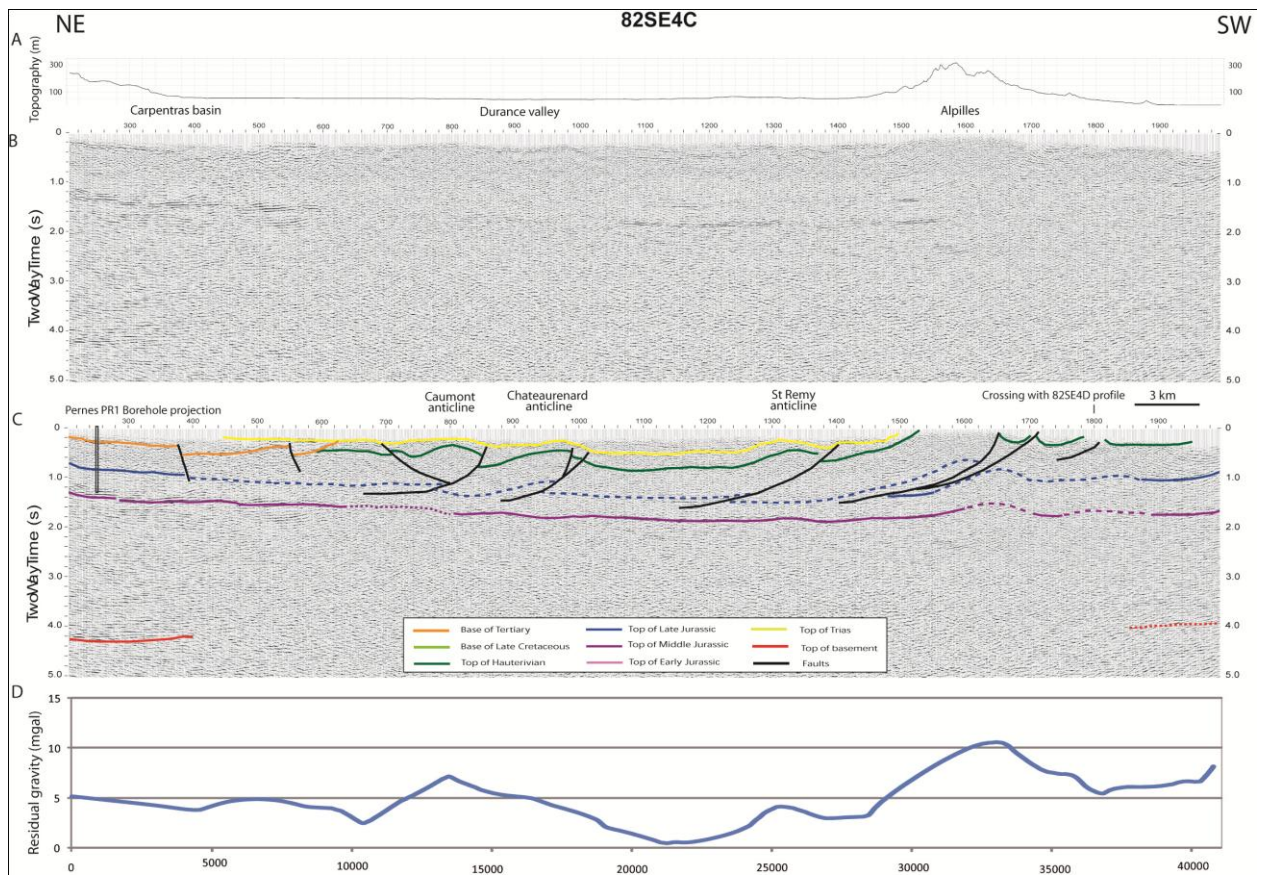


Figure 46 : Seismic line 82SE4C, A) topographic profile, B) seismic traces, C) interpretation and D) residual gravity profile (data from Figure 47c). Location in Figure 38 and Figure 39.

The southern border of the Oligocene Carpentras basin is composed by tilted blocks along S-dipping normal faults (Figure 46). Sedimentary thickness of Oligocene series can reach 600 m (0.4 twt (s)). Three S-verging hidden ramp anticlines could be distinguished in the central part of the profile (Caumont anticline, CDP 800; Chateaufrenard anticline, CDP 970; St Remy anticline, CDP 1340; Figure

46). These folds are about 3 km wide and are less developed than the Alpilles anticline (CDP 1600; Figure 46). The interface between Upper and Middle Jurassic is constrained by the Pernes borehole (location on Figure 39). It is located at about 1.5 twt (s) (3900 m); it seems undeformed by the faults which affects overlying folds. Consequently, the *décollement* level is rooted shallower than 1.5 twt (s) (3900 m) into Early Cretaceous or Late Jurassic séries.

The Alpilles ridge is a S-verging ramp anticline with a higher amplitude than northern folds (4.5 km wide) (Figure 46). *Décollement* level seems to be relatively shallow, about 1.5 twt (s) (3900 m). Two folds at front of the main thrusts are in relation with the Alpilles thrust system. The crossing with a northern profile (82SE4B) suggests that the top of the basement become deeper northward (from 3.5 at South to 4.5 twt (s) at North) (Figure 46).

I-3-5-4-C) GRAVITY DATA

In Provence more than 30000 gravity measurements are available (French Gravity Database; Grandjean et al., 1998; available on www.infoterre.brgm.fr). Field data are corrected from tidal effects, latitude, elevation and topography. The resulting complete Bouguer gravity anomaly (Figure 47a) reflects the gravity variations due to density variations of the subsurface and bedrock (Ervin, 1977), with respect to a reference density of 2.3 g.cm^{-3} . Gravity data have been interpolated with the statistic method of natural neighbours with a grid spacing of 200 m.

Values range from -100 to 60 mgal (Figure 47a). Values increase to the SW with the decrease of Moho depth, as Bouguer anomalies are strongly influenced by the thickness of continental crust. In order to focus on shallower gravity disturbances, it is possible to remove this first order signal due to the influence of Moho depth by interpolating a trending surface which represents the regional tendency of data. A third degree polynomial trending surface has been interpolated from Bouguer anomaly data (Figure 47b). This surface is consistent with the Moho isobaths (Ménard, 1979). Then, this anomaly has been subtracted to the total Bouguer anomaly. It results in residual Bouguer anomaly which highlights local gravity anomalies (Figure 47c)

Negative anomaly areas correspond to thick Cenozoic sedimentation domains, from East to West:

- 1) To the East of the MDF, the Valensole Basin corresponds to a Miocene continental basin (q in Figure 47c).
- 2) To the West of the Aix fault, in the southern part, a strong negative anomaly corresponds to the late Cretaceous to Eocene Arc basin (p in Figure 47c).
- 3) In the southern part of Salon-Cavaillon fault zone, the negative anomaly corresponds to an Oligo-Miocene basin (Lamanon basin; s in Figure 47c) (Oudet, 2008), probably incised by the Messinian canyon of the Durance River (Clauzon, 1979).

- 4) The westernmost anomaly is located along the Rhône River. It is more curvilinear than others. This anomaly corresponds to the trace of messinian Rhône canyon (r in Figure 47c). This canyon has been infilled during Pliocene by marine marls and continental conglomerates (Clauzon, 1982).

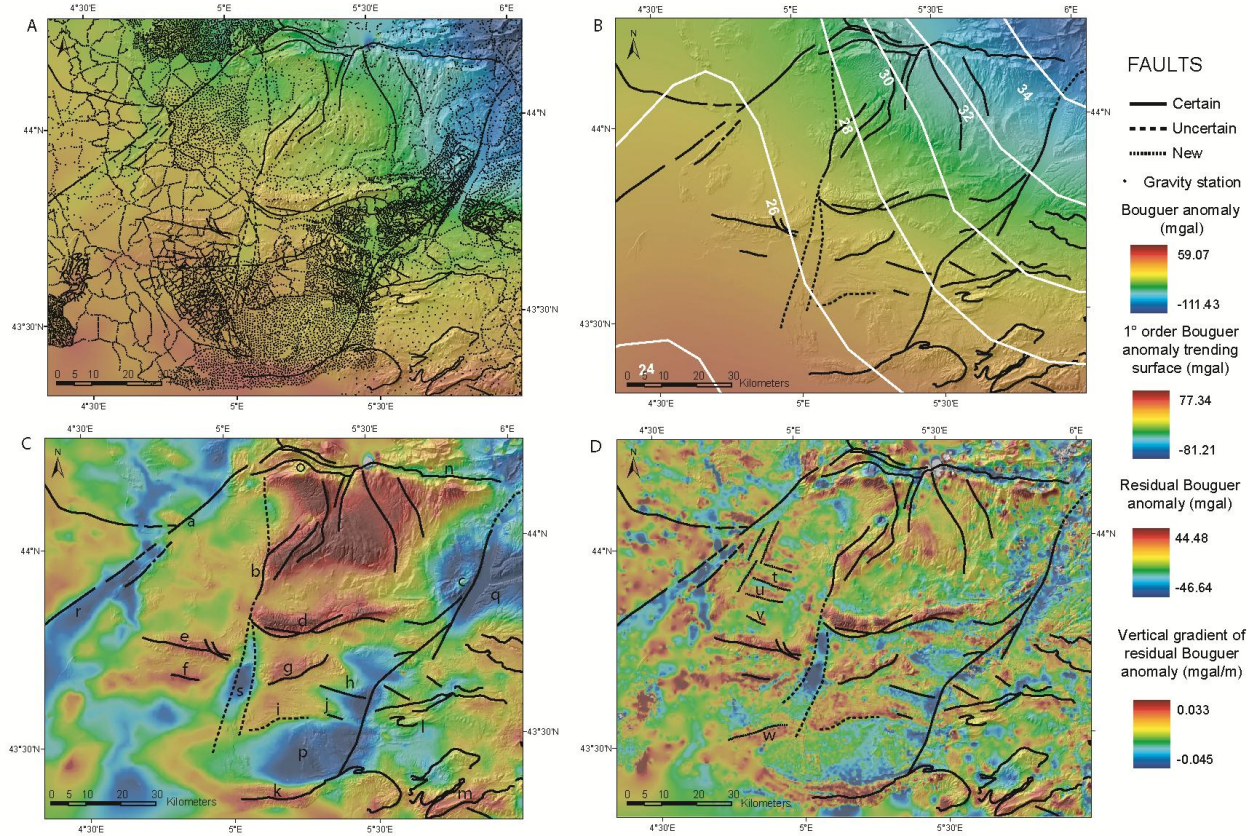


Figure 47 : Gravity map of Western Provence. A) Map of Bouguer anomaly. B) First order Bouguer anomaly and comparison with crustal thickness from Chantaine et al., 1996. C) Map of residual Bouguer anomaly (second order). Positive values are correlated with anticline structures whereas negative values are correlated with Tertiary basin zone. a: NF, b: SCF, c: MDF; d: Luberon, e: Alpilles, f: Anelier, g: Costes, h: Trevaresse, i: La Fare, j: Aix-Eguilles thrust, k: Nerthe, l: Ste Victoire, m: Ste Baume, n: Lure, o: Ventoux, p: Arc Basin, q: Valensole basin, r: Rhône messinian valley, s: Lamanon graben D) Vertical gradient of residual Bouguer anomaly. This representation permits to better localize local anomalies. Dashed lines correspond to new structures detected in this study: t: Caumont anticline; u: Chateaufort anticline; v: St Remy anticline; w: Istres anticline.

Positive anomaly areas correspond to uplifted zones (Alpilles, Luberon, Costes, Ventoux, Lure, Nerthe ridges) and Mesozoic calcareous plateau (Vaucluse, Languedoc) (Figure 47c). The Figure 47d represents the vertical gradient of the residual Bouguer anomaly. Vertical gradient permits to better localise the local sources of anomaly. This map shows that the source of positive anomalies is located at the base of anticlines as Luberon, Alpilles, Costes, Fare, Anelier, Nerthe, Ventoux or Lure ridges. Some other positive local anomalies can be distinguished to the West of the SCF, North of Alpilles, suggesting the presence of anticlines covered by Quaternary deposits at the base of each positive anomaly. This interpretation is reinforced by the interpretation of seismic line 82SE4C (Figure 46), which provides evidence for ramp anticlines at the base of each positive gravity anomalies. Indeed, residual gravity

profiles along seismic lines (Figure 46d) show a systematic positive anomaly at the base of each anticlines detected thanks to the seismic lines. The larger anomaly corresponds to the Alpilles fold with a amplitude of about 5 to 7 mgal. The St Rémy fold amplitude is about 2 mgal and about 5 mgal for the Caumont and Chateaurenard folds. Residual gravity profile along the seismic line 82SE4D (Figure 45d) provide evidences for positive gravity anomalies at the base of Istres fold (amplitude ~ 5 mgal), Anelier range (amplitude ~ 5 mgal) and the Alpilles southern folds (amplitude ~ 2 mgal). The average value of residual gravity is higher to the North (+5 mgal) than to the South (-2 mgal) may be interpreted as the result of the deepening to the South of the basement (Figure 45d).

Thanks to gravity data, it is possible to interpret the lateral extension of each hidden structure detected on seismic lines at west of the SCF, in order to complement structural framework of Provence domain (Figure 47d). The folds located to the North of the Alpilles are N110°E-trending S-verging ramp anticlines with a shallow *décollement* level (less than 4 km-deep). From the North to the South, there correspond to Caumont, Chateaurenard and St Remy folds. The Istres fold is a N80°E-trending N-verging ramp anticline with a deeper *décollement* level (more than 4 km-deep).

Folds located North of Alpilles ridge delimit Miocene basins. Two hypotheses are possible to explain this geometry: (i) Miocene is deposited on a pre-existing topography controlled by the folds; (ii) Miocene deposits are folded with the formation or reactivation of the folds. Similitude with Alpilles structure (same vergency and same *décollement* level) suggests similar evolution than for Alpilles, i. e., a Miocene reactivation of pre-existing folds.

I-3-6) INTERPRETATION AND DISCUSSION

I-3-6-1) TECTONIC RESTORATION OF THE SCF ZONE FROM EOCENE TO PRESENT-DAY

Tectonic restoration permits to understand the Cenozoic evolution of the SCF area. The eastern part of Alpilles is a monoclinial NW-dipping block disconnected of the other side of the range by a convex bend dextral strike-slip fault zone. The lateral displacement along this fault zone allows a counter-clockwise rotation around a vertical axis of the eastern part of Alpilles of about 45°, indicating that a part of the deformation of Alpilles is due to rotational mechanisms.

In Figure 41 and Figure 48, we have reconstructed the position of each ridge before the tectonic inversion of Miocene. For Luberon, we have restored the bend due to the drag fold deformation according to the post-Miocene shortening calculated from Miocene marker levels. For Alpilles, we reported that Miocene deformation is responsible for (i) the dextral displacement along strike-slip faults that separate the eastern block from the rest of the range and (ii) a part of the shortening of the ramp anticline in the western side of the range. So, to reconstruct the position of the ridge before Miocene deformation, we

have restored the dextral displacement along these faults, and the post-Miocene shortening of the ramp anticline. The reconstructed position of both ridges is presenting in Figure 41 and Figure 48.

Both escarpments at termination of each ridge correspond to the SCF trace. It confirms that these major escarpments have been formed by a normal faulting along the SCF during Oligocene extension phase (Figure 48). Before Oligocene, these two ridges were E-trending folds; the orientation of main structures of both ranges (folds and faults) being about N90°E-trending. Since Miocene (Langhian), Luberon is reactivated as a S-verging ramp anticline bended as a drag fold along a dextral strike-slip fault (SCF) near its western termination. The Alpilles S-verging ramp anticline has been less developed, because a part of the deformation has been accommodated on its eastern termination by a dextral rotation around a vertical axis of about 45°.

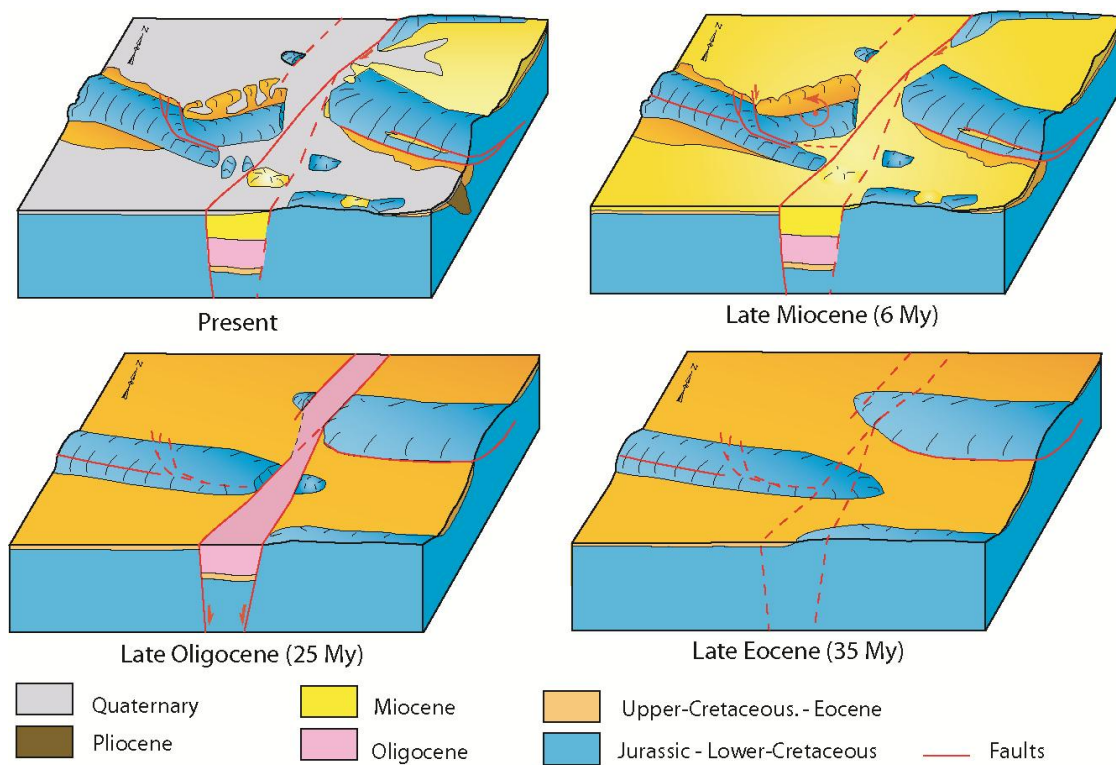


Figure 48 : Diagram blocks representing morphostructural context of the SCF zone during Cenozoic. Pyreneo-provençal phase (Late Cretaceous to Middle Eocene) is responsible for the formation of Alpilles and Luberon S-verging folds and thrusts. Both fold termination are cut by the SCF during extensional Oligocene phase. Both ridges do not evolving at same during Miocene compressional phase; Deformation in Luberon is accommodated by the propagation of a S-Verging ramp anticline, bended as a drag fold near the SCF. Deformation in Alpilles is mainly accommodated by the counterclockwise rotation of its termination.

A synthesis of the evolution of the SCF area since the end of Eocene is proposed in Figure 48. Luberon and Alpilles fold-and-thrust mainly result from the pyrénéo-provençal tectonic phase from Late Cretaceous to Eocene. Both fold termination are affected by the normal faulting on the SCF system during Oligocene extensional tectonic phase. Miocene deformation is characterized by the propagation of ramp anticline, bended as a drag fold for the Luberon ridge, while it is mainly accommodated by a counter-clockwise rotation around a vertical axis of its eastern termination for the Alpilles ridge.

The different post-Oligocene deformation styles are due to the different *décollement* depths. Location of the post-Oligocene deformation is controlled by the location of tectonic structures inherited from pyreneo-provençal phase. The *décollement* depth is controlled by the sedimentary inheritance.

I-3-6-2) DIFFERENCES OF STRUCTURAL STYLES ON BOTH SIDES OF THE SCF

Two synthetic N-trending cross-sections on both sides of the SCF have been realised (Figure 49). The Western one have been compiled from the two seismic profiles presented (Figure 45 and Figure 46). We used the interpretation of profile 81SE5D presented in Terrier et al., (2008) for the eastern one (Figure 49). For both cross-sections, northern parts (Ventoux and Lure ridges) have been compiled from balanced-crossed sections presented by Ford and Stahel (1995).

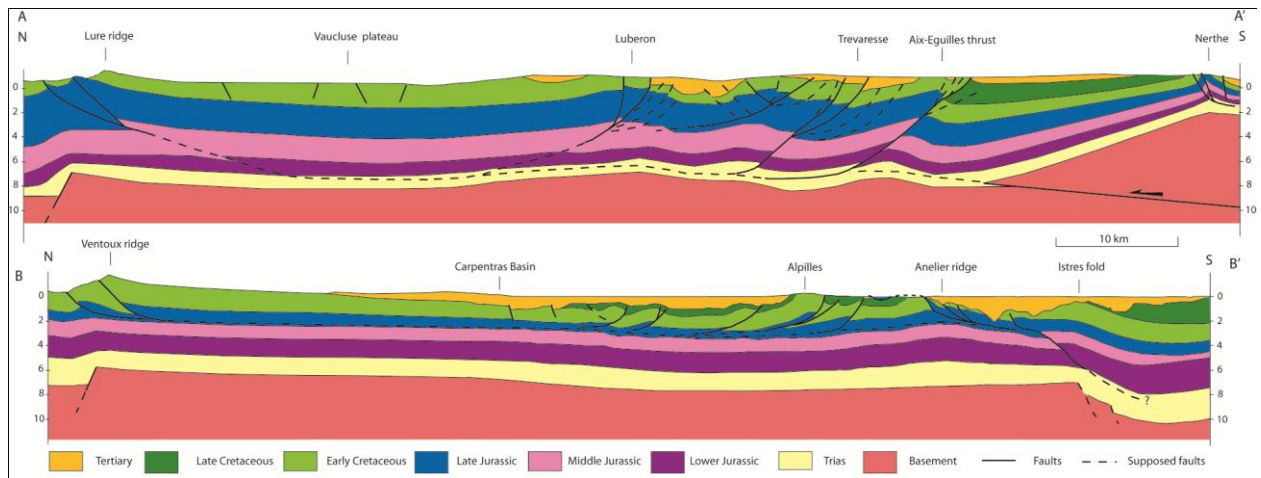


Figure 49 : Interpretative N-trending cross-section both side of SCF. Location on Figure 38. AA' section is interpreted from Ford and Stahel (1995); Lacombe and Jolivet (2005) and Terrier et al. (2008). Section BB' is interpreted from Ford and Stahel (1995) and this study.

From Luberon to the North to La Fare ridge to the South, interpretation by Terrier et al., (2008) provides evidence that all main structures of the part of the NPCB include between the MDF and the SCF are S-verging structures, with a main *décollement* level rooted in Triassic (Figure 49). The depth of *décollement* level is about 3 twt (s) (7800 m-deep) especially for southern ridges (Trevarresse, La Fare) (Figure 49). N-verging structures exist to the East of the MDF (e.g. Sainte Baume, Sainte Victoire) and to the West of the SCF (e.g. Istres, Anelier thrusts). This indicates that these two faults are major transfer faults. Lure ridge is a N-verging thrust probably formed during the pyreneo-provençal phase (Lacombe and Jolivet, 2005) and reactivated during the alpine phase (Ford and Stahel, 1995). Lure thrust is probably connected to the southern structures by a same *décollement* level rooted in Triassic (Figure 49). The formation of these structures during the pyreneo-provençal phase implies that the shortening is accommodated to the South by thrusts involving the basement as proposed by Lacombe and Jolivet (2005).

Western cross-section shows that the main *décollement* level is rooted in Jurassic layers, at a shallower depth than for the east of the SCF (Figure 49). To the North of the Carpentras basin, Ventoux thrust is a N-verging structure probably connected to southern structures by a same *décollement* level rooted in Jurassic (Figure 49). It connects to Triassic layers to the South of Istres Anticline.

The interpretation of seismic profiles confirms differences of *décollement* depth level between East and West of SCF; this depth is higher to the East than to the West and permit to explain the difference of deformation style between Alpilles and Luberon. This difference of depth can be interpreted as resulting from sedimentary inheritance.

I-3-6-3) MIOCENE DEFORMATION RATES

Balanced cross-sections and deformation of Miocene markers permits to quantify the Miocene deformation of both ranges. Miocene shortening is about 1000 m in the Luberon (33% of total shortening) and 100 m in the Alpilles (2.5 % of the total shortening). Miocene uplift is about 500 m for Luberon and 50 m for Alpilles.

The difference in deformation rates between both ranges is significant:

- 0.006 mm/yr of shortening and 0.0025 mm/yr of uplift for Alpilles.

- 0.06 mm/yr of shortening and 0.025 mm/yr of uplift for Luberon.

Large scale shortening can be estimated from these synthetic cross-sections (Figure 49): to the West of the SCF, total shortening is about 11.5 km (10.85 %). To the East, it is about 6.6 km (6.3 %). Miocene shortening is about 2 km to the East (Champion et al., 2000), that is 30 % of the total shortening. To the West, it is more difficult to quantify because of the few data. We can estimate a maximum shortening of 400 m, i.e., 3.5% of the total shortening. These values are consistent with the values obtained from cross-sections of Luberon and Alpilles. It indicates that (i) main shortening episode occurred during pyreneo-provençal phase from Late Cretaceous to Eocene, (ii) the Miocene alpine deformation is mainly expressed between the MDF and the SCF. These two faults play a major role in the structural framework of Provence area, especially during alpine tectonic phase. The NF corresponds to the western limit of Miocene deformation (Champion et al., 2000).

I-3-6-4) REGIONAL GEODYNAMICS IMPLICATION

Our results show that a large part (more than 65 %) of the total shortening across Provence occurred during “Pyreneo-Provençal” tectonic phase, even in the western part of Provence, where South-verging thrusts have been often considerate as resulting from Alpine compression (e.g. Ford and Stahel, 1995; Champion et al., 2000; Chardon and Bellier, 2003). These S-verging structures resulting from the Pyreneo-Provençal tectonic phase have been formed with a northward-decreased shortening gradient

(Tempier, 1987; Séranne, 1999; Lacombe and Jolivet, 2005). There accommodate shortening of deep-seated structure involving basement (Roure and Colletta, 1996). To the North of Alpilles and Luberon ridges, the Vaucluse plateau is constituted by a rigid Cretaceous carbonate platform, slightly deformed (Ford and Stahel, 1995; Roure and Colletta, 1996, Lacombe and Jolivet, 2005). Our results provide evidence that N-trending Late Cretaceous to Eocene compression is responsible for opposite thrusting both side of the rigid Vaucluse plateau, with the formation of N-verging Ventoux-Lure thrusts to the North and the formation of S-verging Luberon-Alpilles thrusts to the South. Luberon and Alpilles S-verging ramp anticlines could be considered as a back-thrust of the main Ventoux-Lure N-verging thrust (Figure 38 and Figure 49).

Our structural study shows a post-Oligocene southward displacement on both side of the SCF, with a difference of deformation style, partly due to differences of thickness in the sedimentary pile (fig. 3). During the alpine phase, the NF can be considered as a left-lateral strike-slip fault (Combes, 1984; Champion et al., 2000; Schlupp et al., 2001). It implies that the part included between the NF and the SCF suffered a global clockwise rotation. This rotation, proposed by Champion et al. (2000) for the entire NPCB, would be only limited to the part of the NPCB included between the NF and the SCF. This global rotation could favour local rotations by shearing

Miocene deformation is responsible for a little part of the total shortening of the two ridges (33 % for Luberon, less than 5% for the Alpilles). This implies that the SCF plays a major role for the southward transfer of the alpine deformation through the Provence domain.

I-3-6-5) CONSEQUENCES ON SEISMOTECTONIC MODEL

Seismic profile 82SE4D crosses the supposed trace of the SCF. A deepening of basement roof is interpreted to the East of the SCF, but no evidences for a faulting in the sedimentary cover could be provided. It implies that the SCF is decoupled from the basement and that the geometry of the SCF is controlled by the deformation of thrusting ridges on both sides. These differences in deformation style have to be considered for present-day seismotectonic model of deformation. Indeed, recent tectonic activity has already been described near the SCF, particularly at South of Alpilles and Luberon. Durance River has also been several times rerouted during Quaternary in this area (Gouvernet, 1959). It is not possible to explain these diversions without tectonic mechanisms (Molliex et al., 2007).

Geometry of the SCF presents the same characteristics than the MDF in term of segmentation and depth rooting (Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008). Indeed, as the MDF, the SCF seems to be a fault affecting the sedimentary cover and rooted in Triassic layers. The geometry of this fault is inherited from the basement geometry resulting from a Mesozoic crustal normal faulting. Average length for segments in the sedimentary cover is about 10 km. Recent studies show that a large part of active tectonic occurring at west of the MDF still thin-skin, but does not exclude basement faults reactivation (Cushing et

al., 2008). If one of the sedimentary segments is reactivated, it could produce a potential earthquake with a maximum magnitude of about 6, after scale laws (Wells and Coppersmith, 1994).

I-3-7) CONCLUSION

This study highlights the regional tectonic history with emphasize on the SCF. The SCF is a major fault which delimits two domains with drastic differences in deformation style. To the East of the SCF, the alpine deformation of NPBC is accommodated by folding and dip-slip reverse faulting within E-trending fold and thrust systems. As a contrary, to the West, the alpine Miocene deformation is mainly accommodated by shortening and block rotations around a vertical axis (especially Eastern part of Alpilles ridge). In this study, we showed that this difference in deformation style is due to a difference in the depth of *décollement* level. This depth is deeper to the East; probably rooted into Triassic evaporites, at more than 4 km deep. To the West, it is rooted into Middle Jurassic or Lower Cretaceous marls, less than 3 km deep. These differences result from the tectonic and sedimentary inheritance, which caused sedimentation heterogeneities within the NPCB due to differences in subsidence rates on both sides of the SCF. It results that the SCF is a main transfer fault which accommodates a differential displacement to the South of both parts of the NPCB.

Main shortening occurred during Pyreneo-Provençal phase from Late Cretaceous to Eocene. Alpine deformation is responsible for a little part of the total shortening of the two ridges (33 % for Luberon, less than 5% for the Alpilles). Alpine shortening is very lesser at West of the SCF, providing evidences for the major transfer role of the SCF in the southward transfer of the alpine deformation through the Provence domain.

The supposed trace of the SCF has been crossed by a seismic profile. A deepening of basement roof is interpreted to the East of the SCF. However, there are no evidences for faulting in the sedimentary cover. It implies that the SCF is decoupled from the basement and that the geometry of the SCF is controlled by the deformation of E-tending thrusts on both sides. These differences in deformation behavior have to be considered for present-day seismotectonic model of deformation. Indeed, geometry of the SCF presents the same characteristics than the MDF (Guignard et al., 2005; Cushing et al., 2008) and recent tectonic activity has already been described near the SCF (Terrier, 1991; Molliex et al., 2007).

I-3-8) ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been developed within the CASHIMA program supervised by Fabrice Hollender. Stéphane Molliex benefits of a PhD allocation granted by the CEA and the conseil régional PACA.

BRGM, DIREN-PACA and conseil regional PACA founded the reprocessing of seismic lines. Midland Valley is acknowledged for providing “2DMove” for structural modeling. ISIS program provided SPOT images ((c) CNES). We thank Fabrice Hollender for seismic profiles edition, Georges Clauzon for fruitful fieldtrips and discussions, Vincent Godard and Philippe Dussouillez for assistance in gravity treatments and Pierre Guignard for discussions.

References cited in this paper have been integrated with the general references, in the chapter “Références bibliographiques” at the end of the thesis.

PARTIE 2 : TECTONIQUE RECENTE DE LA PROVENCE

INTRODUCTION GENERALE

Afin de quantifier les déformations récentes régionales, l'utilisation de marqueurs géologiques et géomorphologiques décalés est indispensable. La dernière phase tectonique connue en Provence est d'âge plio-quaternaire. L'essentiel de la sédimentation de cette époque est lié aux systèmes fluviaux, le plus important étant celui de la Durance. En effet, le Pliocène correspond à une phase de remblaiement de canyons formés lors de la crise de salinité messinienne, tandis que le Quaternaire est marqué par l'étagement de plusieurs niveaux de terrasses résultant des fluctuations glacio-eustatiques.

La Durance prend sa source dans les Hautes Alpes et se jette dans le Rhône à Avignon après avoir parcouru plus de 300 km. Elle présente l'intérêt de recouper deux accidents sismogènes majeurs : la faille de la Moyenne Durance à l'Est, et la faille de Salon-Cavaillon à l'Ouest (Figure 50). Comme tout le réseau hydrographique circum-méditerranéen, elle a subi les conséquences de la crise de salinité messinienne (Clauzon, 1979) (voir paragraphe II-2-1). Les différents marqueurs qui en résultent peuvent être retrouvés le long de son tracé. Il s'agit ainsi un objet géomorphologique clef pour la quantification des déformations en Provence.

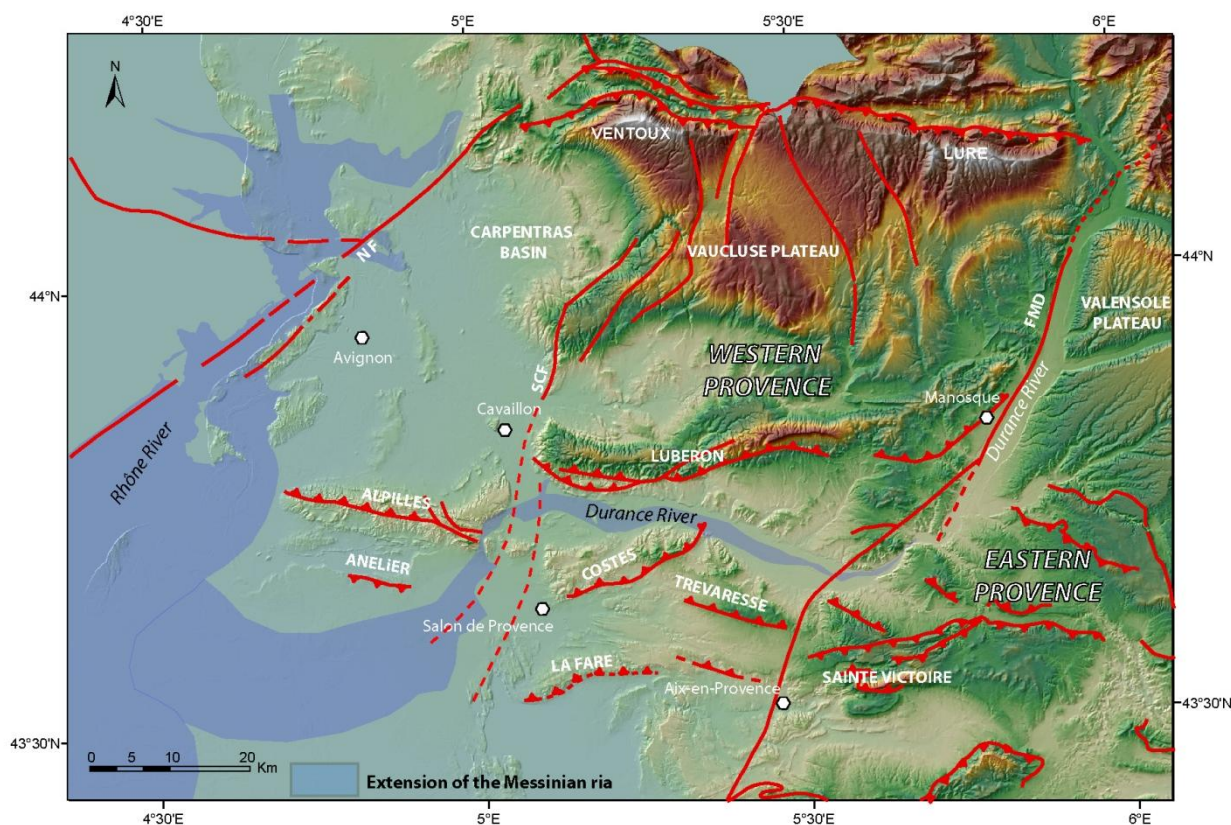


Figure 50: Cartographie de la ria messinienne en Provence (tracé d'après Clauzon et Fleury, inédit).

Cette partie va, dans un premier temps, faire le point sur les connaissances néotectoniques provençales, avant de focaliser sur des études locales selon trois axes principaux :

- La propagation des déformations récentes vers le Sud, avec une étude concernant la faille de la Moyenne Durance, sa propagation via son raccord avec la faille d'Aix, puis la propagation de la déformation vers le Sud via les chaînons de la Trévaresse et de la Fare.
- Les relations entre tectonique et bouleversements géomorphologiques majeurs, avec l'exemple du détournement du cours aval de la Durance.
- Les déformations récentes à l'Est de la faille de la Moyenne Durance, avec l'étude du chevauchement de Vinon et de la montagne Sainte Victoire.

A travers cette partie, nous améliorerons les connaissances concernant (i) la quantification des déformations récentes sur certaines structures, (ii) la compréhension des mécanismes aboutissant à cette déformation, (iii) la géométrie des objets géomorphologiques pouvant servir de marqueurs.

II-1) SYNTHÈSE DES CONNAISSANCES SUR LA NEOTECTONIQUE PROVENÇALE

II-1-1) SISMICITÉ INSTRUMENTALE

En Provence, la sismicité instrumentale est enregistrée depuis 1962 par le réseau du LDG (CEA) (<http://www-dase cea.fr/>) et depuis 1980 par celui du Renass (<http://renass.u-strasbg.fr/>) (Figure 51). Les réseaux Sismalp (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/>) et Aster (Sismo des écoles) (<http://aster.unice.fr/>) complètent les stations présentes en Provence. Notons qu'un réseau temporaire installé par l'IRSN aux abords de la faille de la Moyenne Durance a enregistré 155 événements sismiques entre 1999 et 2006 et a permis d'obtenir de précieuses informations concernant la sismotectonique de ce secteur. (Cushing et al., 2008).

A l'Ouest de la faille de la Moyenne Durance, la plupart des hypocentres des séismes enregistrés par le réseau de l'IRSN sont localisés à une profondeur inférieure à 11 km (Jing-Yi et Le Pichon, 2007 ; Cushing et al., 2008) indiquant que la majorité des séismes se produisent au niveau de la limite socle-couverture ou au dessus du socle (tectonique « thin-skinned »). A l'Est, la répartition de la sismicité est plus diffuse avec des séismes se situant en surface (à moins de 3 km), dans la couverture, et d'autres se situant plus profond, parfois à plus de 10 km, comme par exemple sous le plateau de Valensole. Cette sismicité profonde suggère donc l'existence de contraintes tectoniques dans le socle (tectonique « thick-skinned ») (Cushing et al., 2008) en Provence orientale.

La sismicité instrumentale se répartit le long des grands accidents décrochants que sont les failles de Nîmes et de la Moyenne Durance, mais aussi le long de chevauchement E-W comme notamment le chevauchement de la Trévaresse, au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence (Figure 51).

II-1-2) SISMICITÉ HISTORIQUE

La sismicité historique, compilée à partir d'archives, reporte la localisation des séismes de l'Histoire et leur énergie définie par l'intensité macrosismique⁴. En France, les données de sismicité historiques sont répertoriées dans la base de données SISFrance (EDF, IRSN, BRGM) (<http://www.sisfrance.net/>) (Figure 51).

⁴ L'échelle d'intensité macrosismique (EMS98) est définie par la mesure de l'intensité d'un séisme à partir de ses effets sur l'homme, sur les objets, l'environnement et les bâtiments. Elle compte 12 degrés.

Bien qu'actuellement, en Provence, on n'enregistre que très peu de séismes pouvant être ressentis par la population (intensité > 2 ; magnitude supérieure à 3-3.5), de nombreux séismes destructeurs d'intensité supérieure à VII (« *Dommages aux constructions, difficulté des gens à rester debout, fissures en travers des routes et dans les murs de pierre* », d'après l'EMS98) ont affecté la région durant la période historique (Levret et al., 1994; Lambert et al., 1996). C'est le cas notamment dans les alentours de Manosque où 4 séismes ont été ressentis durant les 4 derniers siècles. Le séisme le plus fort de France métropolitaine au XXème siècle est celui de Lambesc, au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence, le 11 juin 1909, d'intensité épicentrale IX et de magnitude estimée autour de 6. Il est attribué à la faille de la Trévaresse (Baroux et al., 2003 ; Chardon et Bellier, 2003 ; Chardon et al., 2005).

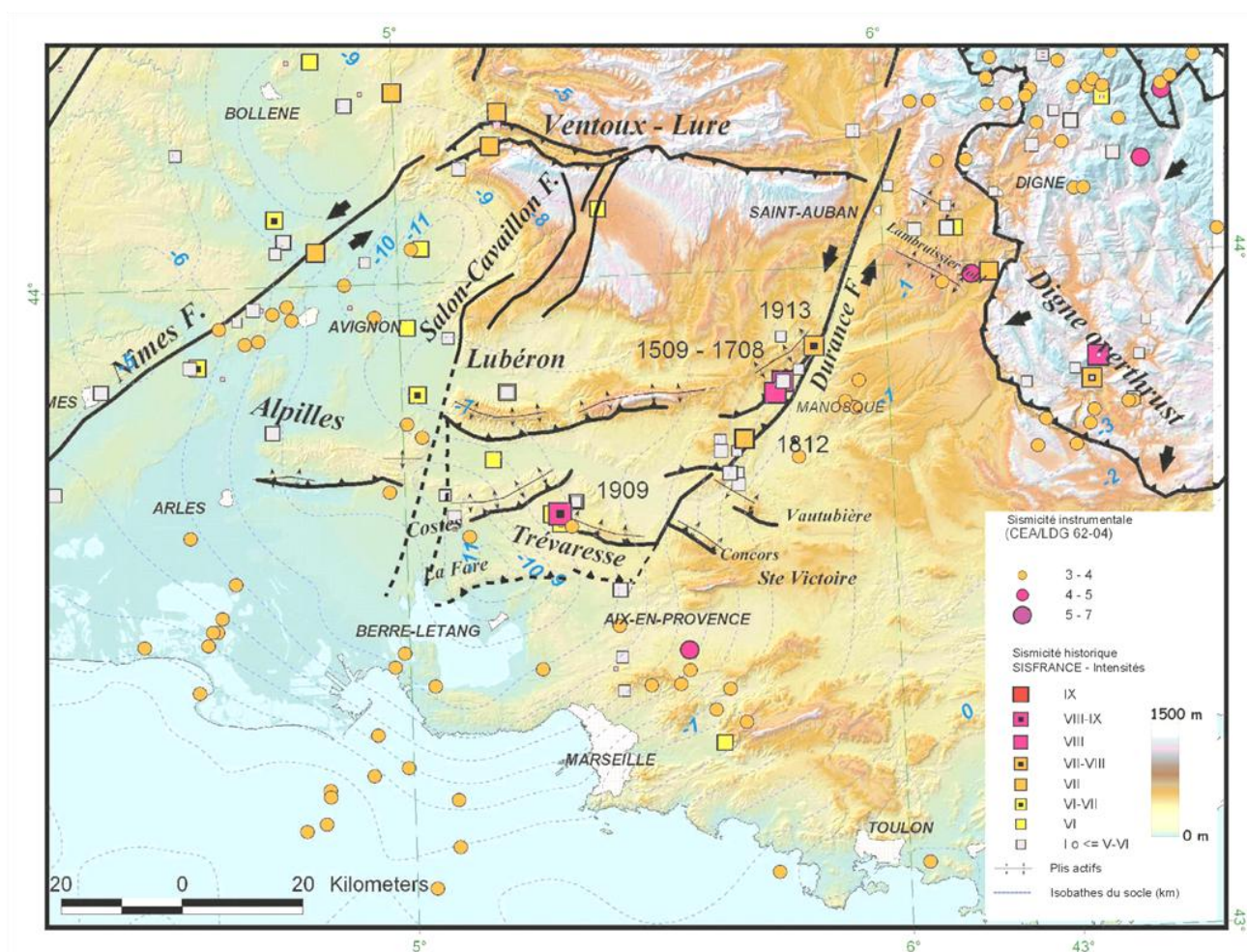


Figure 51 : Répartition de la sismicité instrumentale et historique en Provence (modifiée d'après Baroux et al., 2003)

II-1-3) PALEOSISMICITE

Plusieurs études de paléosismicité ont été entreprises en Provence (Combes et al., 1993 ; Ghafiri et al., 1993, Sébrier et al., 1997 ; Dutour et al., 2002 ; Chardon et al., 2005) afin de reconstituer l'histoire sismique des failles sur des périodes temporelles plus longue que l'Histoire (>2000 ans). Elles révèlent

que plusieurs séismes de magnitude comprise entre 5.5 et 6.5 ont eu lieu sur des failles majeures de Provence occidentale (Moyenne Durance, Nîmes, Ventoux et Trévaresse). Les temps de récurrence des séismes de forte énergie sont relativement longs, de l'ordre de 1000 à 10000 ans.

- L'indice du Ravin de Valveranne (Ghafiri et al., 1993 ; Sébrier et al., 1997), situé au Nord de Manosque, correspondrait à une faille satellite de la FMD et révèle l'occurrence d'un séisme de magnitude 6.1 à 6.3 daté entre 9 et 26 ka (Figure 52).
- La tranchée de paléosismicité de l'Ermitage (Chardon et al., 2005) met en évidence un segment constituant le chevauchement de la Trévaresse (Figure 53). Au moins 5 évènements sismiques ont pu être décelés dans une terrasse d'âge Riss avec des ruptures de 19 à 27 cm, pouvant engendrer d'après les lois d'échelles (Wells et Coppersmith, 1994), des séismes de magnitude maximale (M_w) de 6.2 à 6.4.
- L'indice de la Baume (Dutour et al., 2002), situé sur le flanc Nord du Ventoux, correspondrait à un accident satellite au chevauchement à vergence nord du Ventoux. Il révèle la présence d'une faille inverse dans des colluviaux d'âge Würm, avec une rupture ayant pu engendrer un séisme de magnitude voisine de 6 il y a environ 30 ka (Figure 54).

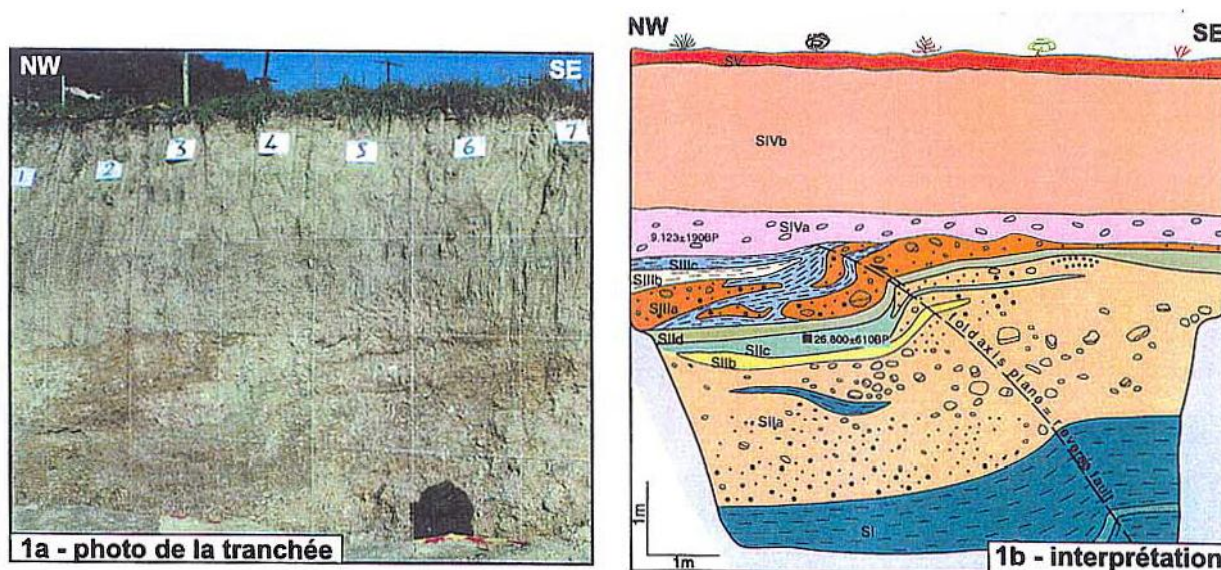


Figure 52 : Tranchée de paléosismicité de Valveranne (Faille de la Moyenne Durance) et son interprétation (d'après Ghafiri et al., 1995 ; Sébrier et al., 1997)

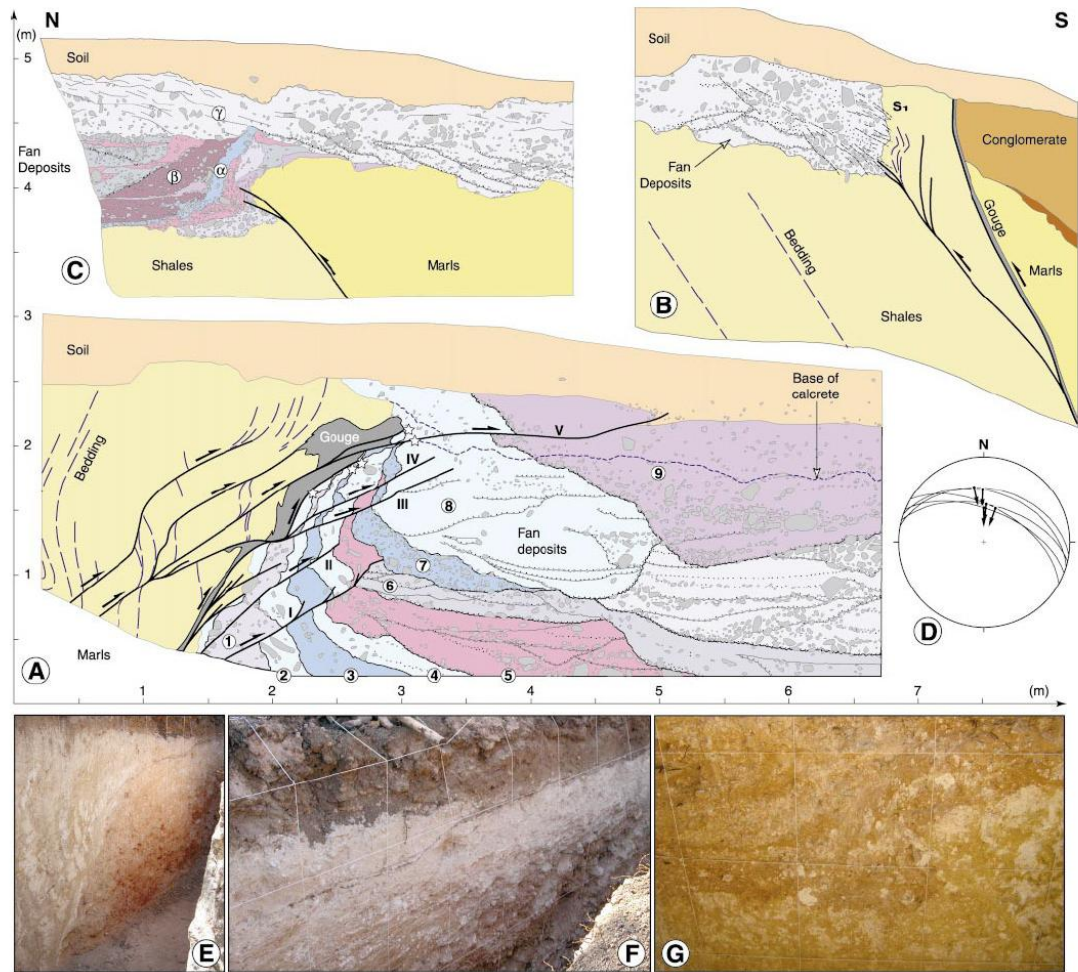


Figure 53 : Tranchée de paléosismicité de l'Ermitage (segment actif de la faille de la Trévaresse) et son interprétation (d'après Chardon et al., 2005)

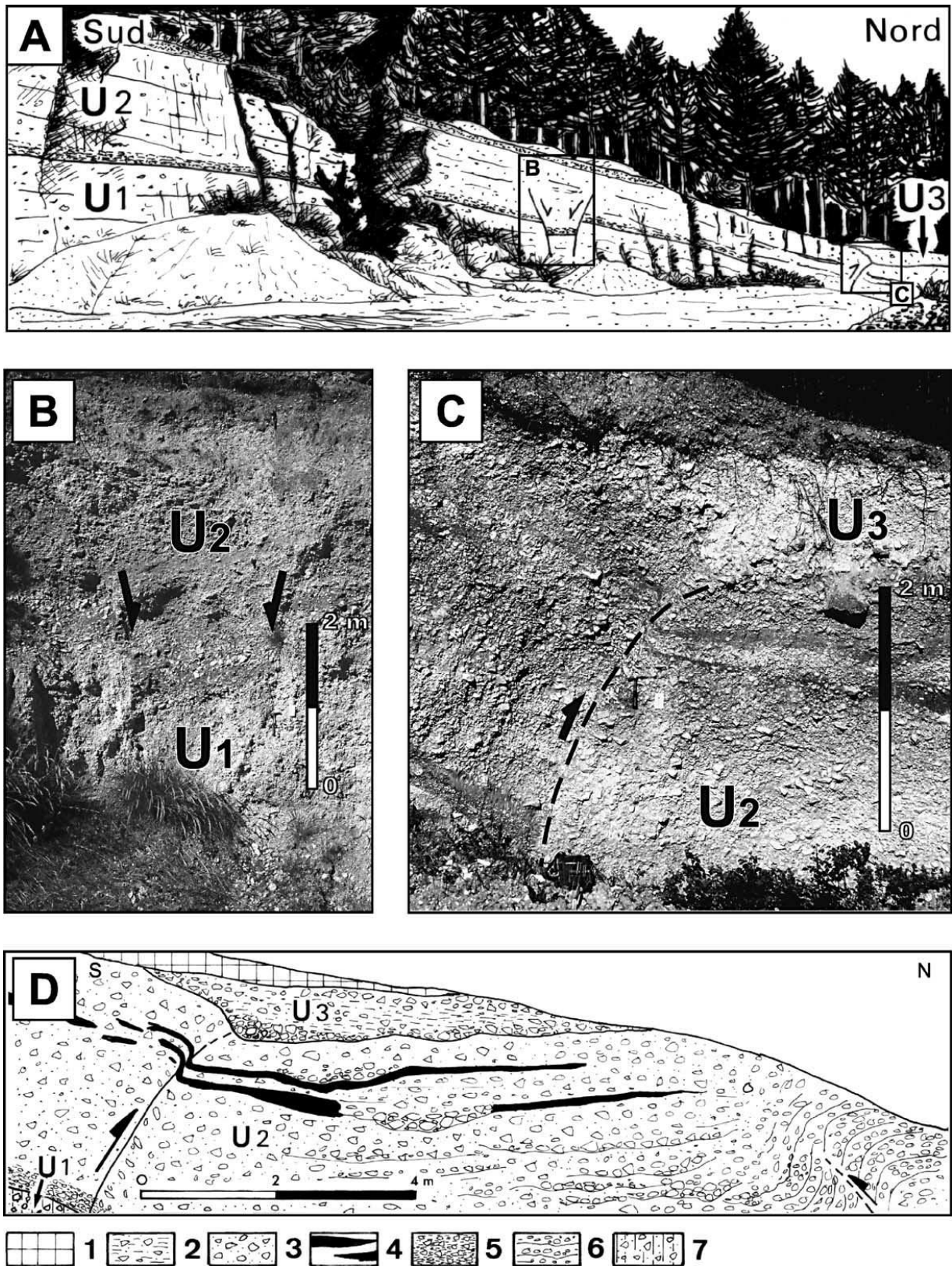


Figure 54 : Indice de paléosismicité de la Baume (flanc nord du Ventoux) et son interprétation (d'après Dutour et al., 2002)

II-1-4) MECANISMES AU FOYER

Actuellement, les mécanismes au foyer des séismes montrent que la Provence est globalement affectée par un régime transpressif à compressif caractérisé par une direction de compression orientée N-S à NNW-SSE, (Baroux et al. 2001; Cushing et al., 2008) (Figure 55). Les indices de déformations relevés dans les tranchées de paléosismicité dans les terrains du Quaternaire supérieur (Ghafiri, 1995 ; Sébrier et al., 1997; Dutour et al., 2002 ; Chardon et al., 2005), ainsi que les études de cinématique de failles menées dans les terrains plio-quaternaires (Baroux, 2000 ; Guignard et al., 2005) sont en accord avec un tel régime tectonique. Dans le détail, les directions d'axes de contraintes dans le Sud-Est de la France sont plus complexes. Ainsi, plusieurs zones peuvent être déterminées (Figure 55).

- I) A l'Ouest, dans la vallée du Rhône, le régime de contrainte est en extension et suggère une réactivation de la faille de Nîmes en faille normale (Baroux et al., 2001).
- II) En Provence, ainsi qu'en mer Ligure, la compression est orientée NNW-SSE à NW-SE (Béthoux et al., 2008 ; Larroque et al., 2009).
- III) Au Nord, au niveau de la nappe de Digne, le régime de contrainte est compressif et orienté NE-SW (Baroux et al., 2001).
- IV) Les Alpes internes, quant à elles subissent un régime en extension perpendiculaire à la chaîne (e.g. Sue et al., 1999 ; Delacou et al., 2004)

Les mécanismes au foyer des séismes montrent des variations importantes de l'état de contrainte à l'échelle régionale, délimitant ainsi différents blocs régionaux. Ces changements brutaux résulteraient de l'influence de plusieurs sources locales (e.g. Baroux et al., 2001) : (i) La poussée du front des Alpes au Nord, (ii) les contraintes résiduelles de la convergence entre Afrique et Europe au Sud avec notamment la rotation du bloc Adriatique (iii) La remontée d'un plume mantellique sous le Massif Central pourrait expliquer l'extension à l'Ouest (Granet et al., 1995; Sobolev et al., 1996). D'autres hypothèses sont aujourd'hui proposées pour expliquer la déformation (et la sismicité qui en résulte) dans les Alpes et en Provence, comme le rôle du slab et les forces de volume (Sébrier et al., 2004 ; Le Pichon, 2004 ; Sue et al., 2007) (cf. partie Discussions et conclusions générales, chapitre 1).

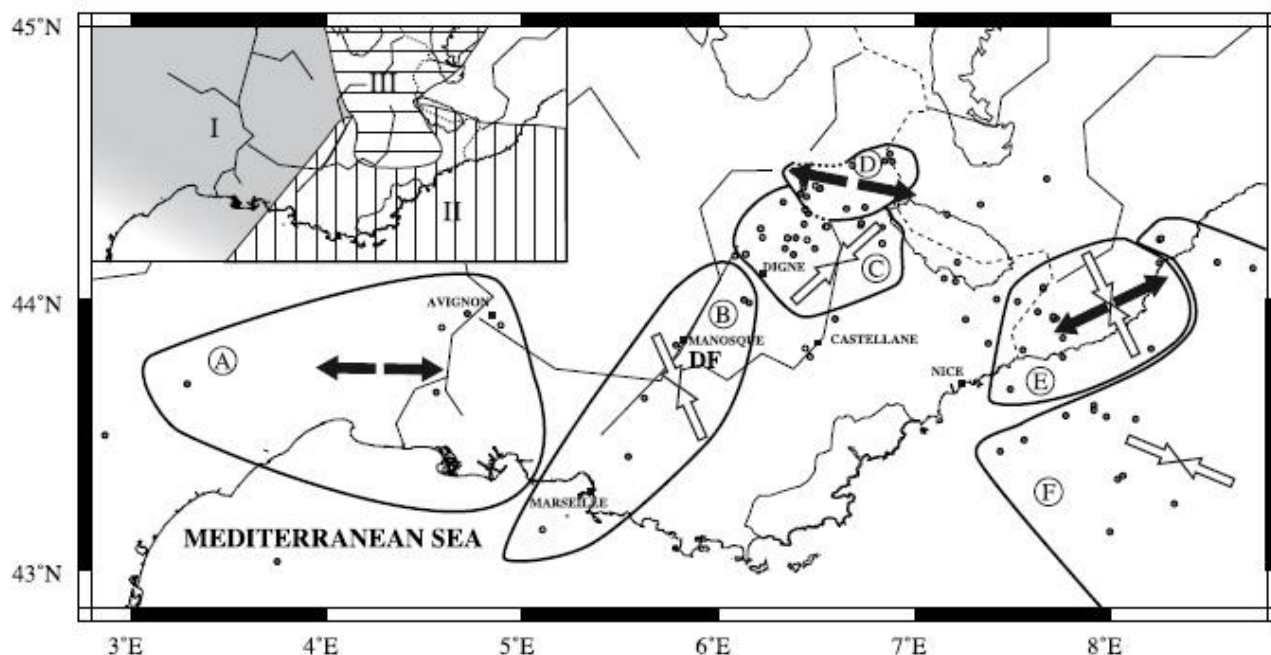


Figure 55 : Distribution des directions de contraintes actuelles en Provence déduites de l'inversion des mécanismes au foyer des séismes. Les flèches blanches indiquent les directions des axes de σ_1 . Les flèches noires indiquent les directions des axes de σ_3 . Les points correspondent à la localisation des mécanismes au foyer des séismes. (D'après Baroux et al., 2001)

II-1-5) LA GEODESIE

La géodésie spatiale permet de connaître, par mesure GPS, les mouvements relatifs actuels des plaques et ainsi de quantifier la déformation de surface (tenseur de déformation/taux) associée. Ferhat et al. (1998) proposent, à partir de la comparaison des mesures historiques de triangulation et de mesures GPS, que le déplacement horizontal cumulé le long des failles décrochantes de Provence ne puisse excéder 2 mm/an. Les mesures effectuées à partir du réseau GPS permanent (Calais et al., 2001 ; 2002 ; Nocquet et Calais, 2004) indiquent un régime de déformation résultant d'une compression orientée NW-SE dans le Sud des Alpes occidentales et en Provence, aboutissant à un raccourcissement NW-SE à N-S de l'ordre de 1 mm/an. Bien que ces résultats soient en accord avec les études sismotectoniques régionales (cinématiques de failles et mécanismes aux foyers), il convient de noter que dans les domaines de déformation lente en général et le domaine provençal en particulier, les résultats géodésiques ne sont pas encore bien contraints et restent entachés de fortes marges d'erreur. En effet, la résolution des mouvements détectables par le réseau GPS permanent en Provence est de l'ordre de 0.5 mm/an (Nocquet et Baize, 2007). Cette incertitude est donc plus forte que les vitesses des failles actives régionales. D'ailleurs, Nocquet et Baize (2007) précisent par exemple qu'aucun mouvement significatif ne peut être détecté sur la faille de la Moyenne Durance.

Les contraintes actuelles dans le Sud-Est de la France répondent à un modèle complexe qui rend difficile l'estimation des taux de déformation à partir de la tectonique des plaques. Néanmoins, les études récentes confirment par modélisation (Béthoux et al., 2008) et par l'analyse de la sismicité et de données GPS (Larroque et al., 2009) que la marge Ligure est actuellement soumise à un régime en compression dans le Sud-Est de la France et que les accidents tectoniques délimitant les blocs crustaux jouent un rôle capital dans la compréhension du modèle sismotectonique régional.

II-1-6) INDICES DE DEFORMATION RECENTE

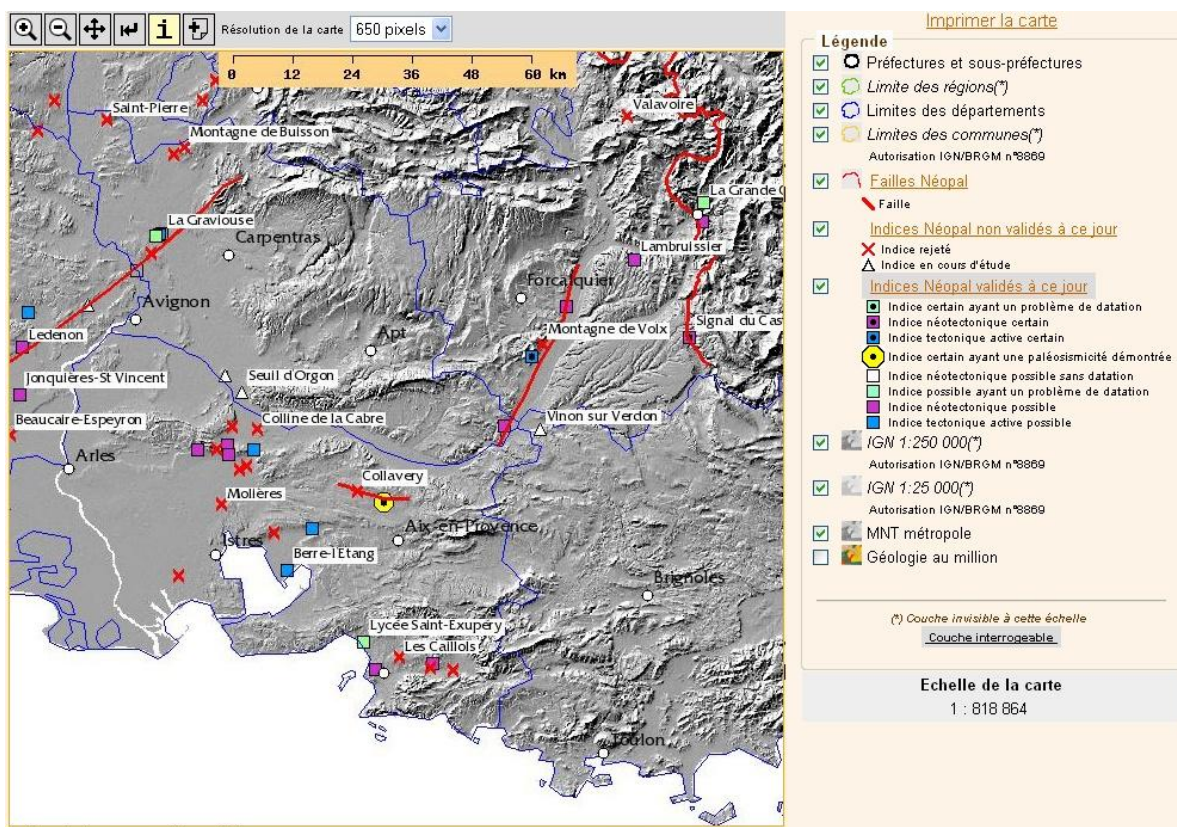
Néopal (<http://www.neopal.net/>) est une base de données financée par le MEEDDAT (ministère de l'écologie, de l'énergie, du développement durable et de l'aménagement du territoire) qui recense les arguments géologiques de déformations quaternaires en France publiés dans la littérature scientifique et évalués par un comité d'experts (regroupant BRGM, IRSN, CEA, EDF, CEREGE, IPGP, IPGS, UPMC).

Actuellement, 47 indices sont étudiés en Provence : 4 ont été classés comme certains, 19 possibles, 4 en cours d'évaluation, et 20 rejetés (Figure 56). Les 4 indices certains correspondent essentiellement aux indices relevés dans les tranchées de paléosismicité, excepté l'indice du signal de Castillon, qui suggère l'activité quaternaire du front de la nappe de Digne (Clauzon, 1975).

Parmi les 19 indices possibles, je présenterai ici les plus pertinents, d'Est en Ouest :

- Indice de Lambruissier (Hippolyte et Dumont, 2000) (localisation en Figure 56). Un anticlinal affectant les séries mio-pliocènes du bassin de Valensole est mis en évidence. Il est probablement lié à la propagation récente du front de la nappe de Digne.
- Indice de St Euchère (Guignard, 2002 ; Guignard et al., 2005). Un segment de faille appartenant au système de la Moyenne Durance serait à l'origine d'un décalage du réseau hydrographique. L'âge de mise en place du réseau hydrographique est postérieur à la surface drainée qui correspond à la surface d'abandon du Valensole 2, datée à 2 Ma (Clauzon, 1996) voire 1.8 Ma (Dubar et al., 1998). Une étude plus détaillée de cet indice a été réalisée dans le cadre de cette thèse et sera présentée dans le chapitre II-3.
- L'indice de Coudoux (Gabert, 1965). Un pli-faille est mis en évidence dans des cailloutis d'âge würm sur le flanc sud du chaînon de la Fare. Cette faille est vraisemblablement E-W à pendage Nord et pourrait correspondre à un accident satellite d'un chevauchement au Sud du chaînon de la Fare. Cette indice n'est plus visible car il a été enfoui sous le talus de l'échangeur autoroutier de Lançon-de-Provence.

- L'indice de Berre l'Etang (Provansal et al., 1995). Une ancienne ligne de rivage d'âge tyrrhénienne est cartographiée sur le flanc sud du chaînon de la Fare (datation U/Th). Cette ligne de rivage est aujourd'hui émergée alors que le niveau marin de cette époque était plus bas qu'à l'actuel, et qu'elle est d'ailleurs immergée dans d'autres secteurs de la région (Marseille, Fos...) (Morhange et al., 1998). Cette observation implique une surrection du chaînon de la Fare postérieurement au Pléistocène supérieur.
- Indice de Costières de Malacercis (Colomb et Roux, 1978). Il s'agit du basculement, au Sud des Alpilles, de la nappe de la Vieille Crau (Crau d'Arles ou d'Eyguières), correspondant latéralement à la formation du Valensole 2, dont la surface d'abandon est daté à environ 2 Ma (Clauzon, 1996). La pente actuelle de la nappe vers le Sud ne correspond pas à la paléo-pente acquise lors de sa mise en place par la direction d'écoulement (vers l'Ouest). Elle ne peut donc pas être d'origine sédimentaire. Une propagation tardive vers le Sud des Alpilles pourrait être responsable de ce basculement tectonique.
- Indice de Courthézon (Combes et al., 1993). Une faille inverse affectant une terrasse alluviale probablement Riss au NW de la faille de Nîmes a été observée sur un mur de tranchée. Plusieurs indices moins probants sont également décrits dans ce secteur (Pasqual, 1979).



II-1-7) MESURE DE CONTRAINTES IN-SITU

Il est possible de mesurer l'état de contraintes auquel est soumise la roche par des mesures directes en forage. Les seules mesures disponibles en Provence ont été réalisées dans les mines de charbon de Gardanne (Gaviglio et al., 1996). Onze mesures ont été réalisées montrant une grande hétérogénéité des axes de contraintes principales. Une modélisation des contraintes théoriques *in-situ* à partir de blocs structuraux définis par la cartographie permet d'expliquer cette hétérogénéité. D'après le modèle, les contraintes théoriques se corrèlent assez bien avec les données mesurées, lorsque σ_1 est N-S. (Homand et al., 1997).

II-1-8) MESURES DE NIVELLEMENT

Les mesures de nivellement peuvent également être utilisées pour quantifier la déformation verticale à l'échelle du siècle (Terrier et Lenôtre, 1989 ; Jouanne et al., 1995 ; Baroux, 2000). Ainsi en Provence, les mesures comparées de nivellements entre 1890 et 1968 indiquent des déformations à l'aplomb des accidents tectoniques importants. Il faut néanmoins rester prudent quant à l'interprétation possible de ces profils, les décalages tectoniques potentiels étant faibles et les facteurs responsables de déplacements relatifs verticaux locaux pouvant être nombreux (tassements différentiels, anthropisation, variation du niveau piézométrique...). Toutefois, il semble que certaines anomalies puissent être considérées. Ainsi, le domaine alpin et provençal subirait une surrection, d'une valeur maximale de 2,5 mm/an dans les Alpes. La Camargue et le bassin de Marseille constitueraient des zones en subsidence alors que la zone de faille de la Moyenne Durance constituerait un axe antiforme (Terrier et Lenôtre, 1989) (Figure 57). D'autre part, Baroux (2000) calcule un déplacement vertical localisé sur la faille de la Moyenne Durance de l'ordre du centimètre en 78 ans (soit 0.13 mm/an).

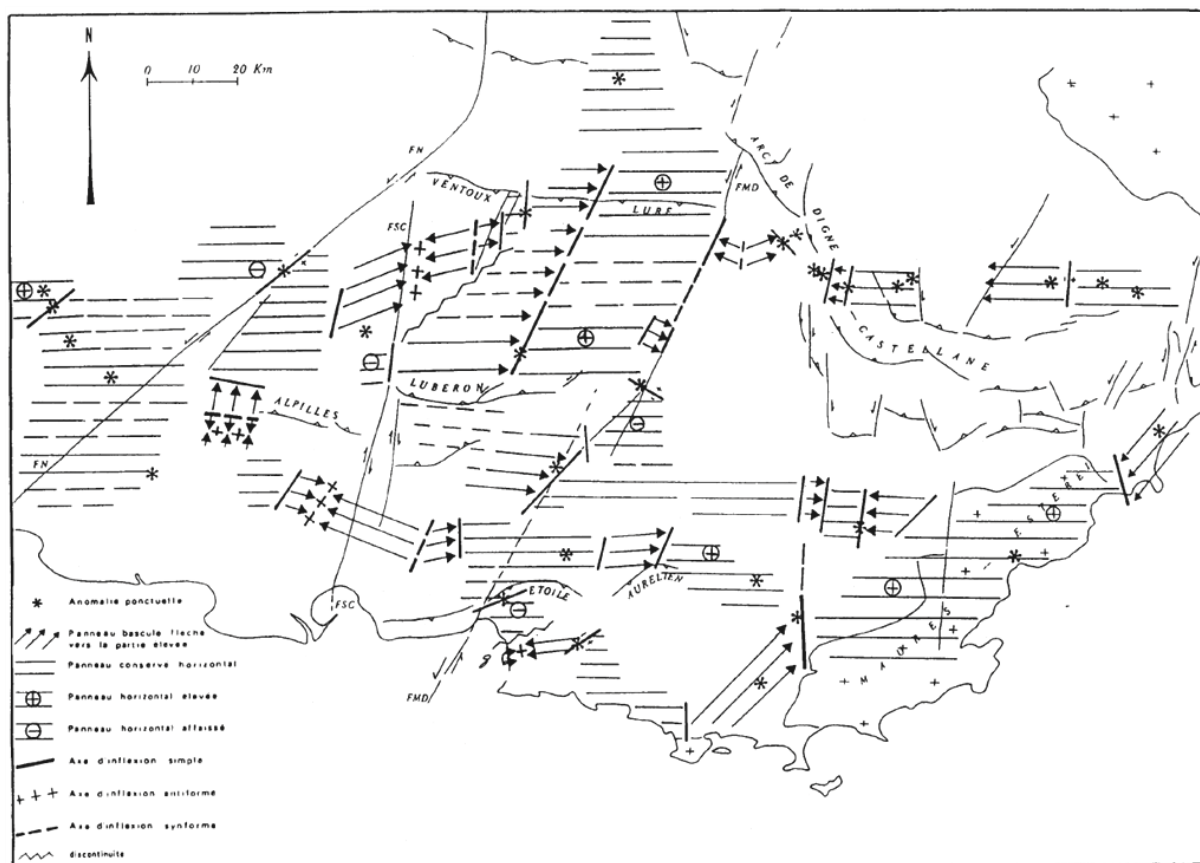


Figure 57 : Mouvements tectoniques récents en Provence déduit des mesures de nivellement (d'après Terrier, 1991)

II-1-9) INTERFEROMETRIE RADAR

Ricour et al. (2005) présentent une interprétation nouvelle de la structure de la montagne Sainte Victoire (voir chapitre II-7). Dans cette note, les auteurs font référence à une étude d'interférométrie radar, réalisée par la société ME2I, qui indique une surrection de 7 mm/an pour la montagne Ste Victoire. Cette valeur est une mesure relative à partir de la différence entre les points les plus bas et les points les plus hauts, ce qui donne une valeur maximum. ME2I indique en réalité une vitesse de surrection de 2 mm/an (cf. site internet de la société : <http://www.me2i.fr/>). Une étude en cours, réalisée dans le cadre d'un projet européen et coordonnée par le BRGM, auprès de différents laboratoires utilisant cette technologie devrait permettre de confirmer ou d'infirmer ces valeurs qui semblent incohérentes (car trop élevées) avec le modèle sismotectonique actuel.

II-2) METHODOLOGIE

II-2-1) DEFORMATION DES MARQUEURS DE LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

A la fin du Miocène, la Méditerranée se trouve isolée de l'océan Atlantique suite à la fermeture du détroit de Gibraltar (e.g. Hsü et al., 1973 ; Clauzon et al., 1996). La mer s'évapore alors, précipitant du gypse et du sel au fond du bassin, à plus de 1500 m de profondeur (Ryan et al., 1973). Cet abaissement brutal du niveau de base provoque sur le continent une incision importante du réseau hydrographique, formant des canyons pouvant atteindre plus de 1000 m de profondeur tout autour du bassin méditerranéen (Clauzon, 1973 ; 1978 ; 1979 ; 1982 ; Chumakov, 1973). La Méditerranée est de nouveau immergée à 5.32 Ma (Clauzon et al., 1996). A terre, les canyons créés durant la crise sont ennoyés, formant des rias qui vont se combler par les produits d'érosion provenant du démantèlement des reliefs avoisinants durant tout le Pliocène (Fontannes, 1882 ; Clauzon, 1973). Le remplissage se fait de manière progradante selon un modèle de Gilbert delta (Gilbert, 1885), des marnes et des sables se déposant en foreset dans le milieu marin tandis que des sables et des conglomérats se déposent en topset dans le milieu continental (Clauzon et al., 1995). En Provence la fin du remplissage est estimée à environ 2 Ma (Clauzon, 1996; Dubar et al., 1998).

Ces événements, qui présentent la particularité d'être bien connus et datés (e.g. Clauzon, 1996 ; 1999) permettent de distinguer plusieurs niveaux repères. Ces niveaux sont présentés et remis dans leur contexte morphologique et chronologique en Figure 58 et Figure 59:

- 1- La surface d'abandon pré-évaporitique correspond au niveau de la rivière avant la crise (5.9 Ma, Gautier et al., 1994). Régionalement, il s'agit de la surface d'abandon du Valensole I.
- 2- La surface d'érosion messinienne, correspond aux flancs du canyon et est souvent caractérisée par une surface de condensation (fossilisée à 5.32 Ma, Clauzon et al., 1996).
- 3- La transition marin-continentale du Gilbert-Delta (TMC) présente la caractéristique d'être horizontale mais diachrone (plus jeune en aval qu'en amont). Elle correspond dans le modèle du Gilbert delta à la transition topset-foreset (Gilbert, 1885).
- 4- La surface d'abandon du Gilbert delta, datée à 2 Ma (arguments paléontologiques et morphologiques) (Clauzon, 1996) ; voire 1.8 Ma (Dubar et al., 1998). Régionalement, elle est appelée surface d'abandon du Valensole II.

Le niveau de la mer pliocène, 70 à 80 m au dessus de celui précédant la crise de salinité (Haq et al., 1987 ; Müller et al., 2008) a permis l'aggradation fluviale au dessus du niveau d'abandon pré-évaporitique, permettant aux cours d'eau de sortir par endroit de leur canyon, avant d'inciser leur vallée

quaternaire dans un endroit différent de celui de la paléo-vallée messinienne (Clauzon, 1996). Ce phénomène, appelé épigénie d'aggradation, a pour conséquence de rendre difficile la cartographie des vallées messiniennes car les vallées actuelles ne leur sont pas systématiquement surimposées.

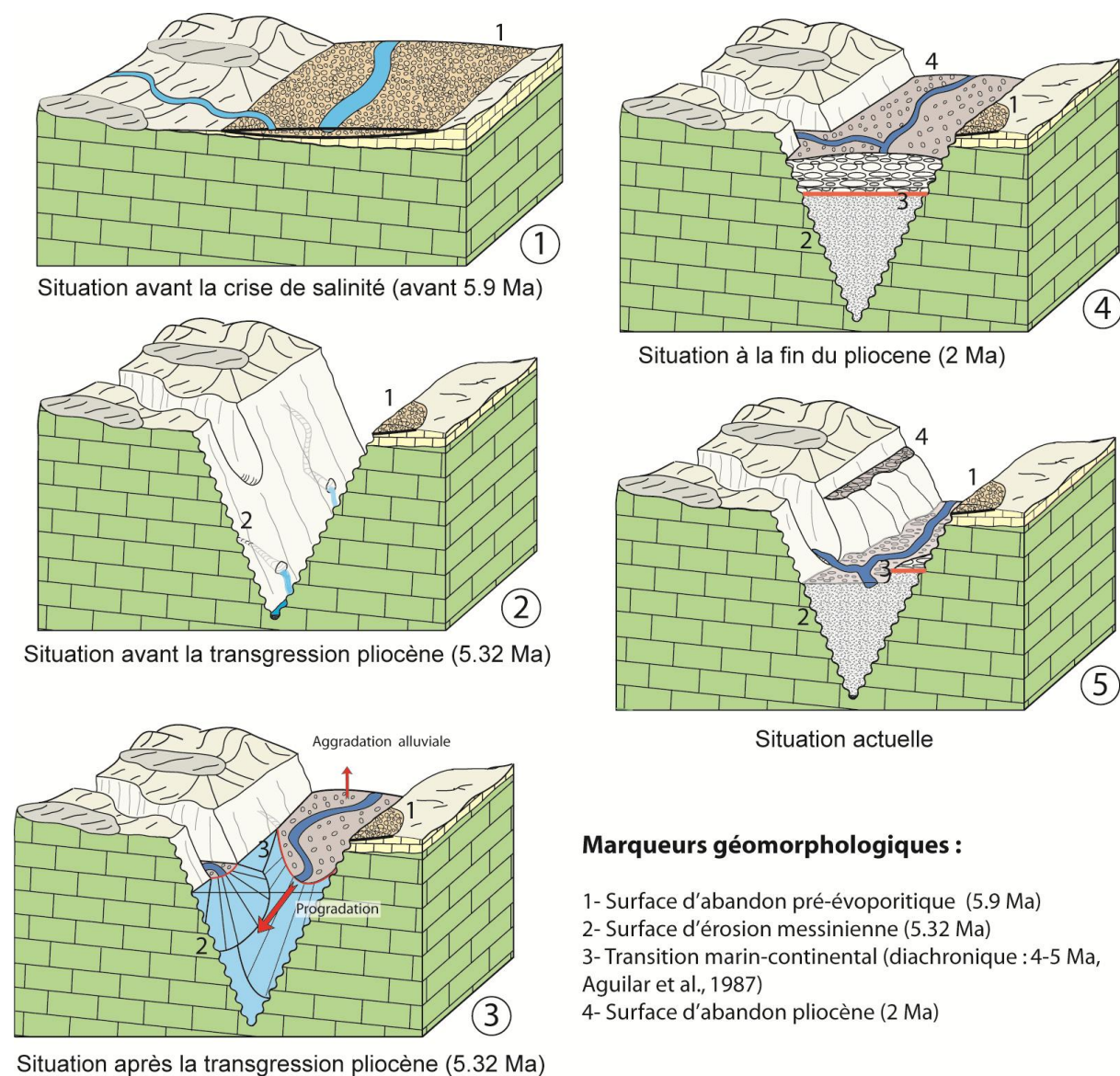


Figure 58: Bloc-diagramme schématisques montrant l'évolution d'un canyon messinien et la mise en place des marqueurs géomorphologiques qui en résultent, du messinien à l'actuel (modifié d'après Mocochain et al., 2006)

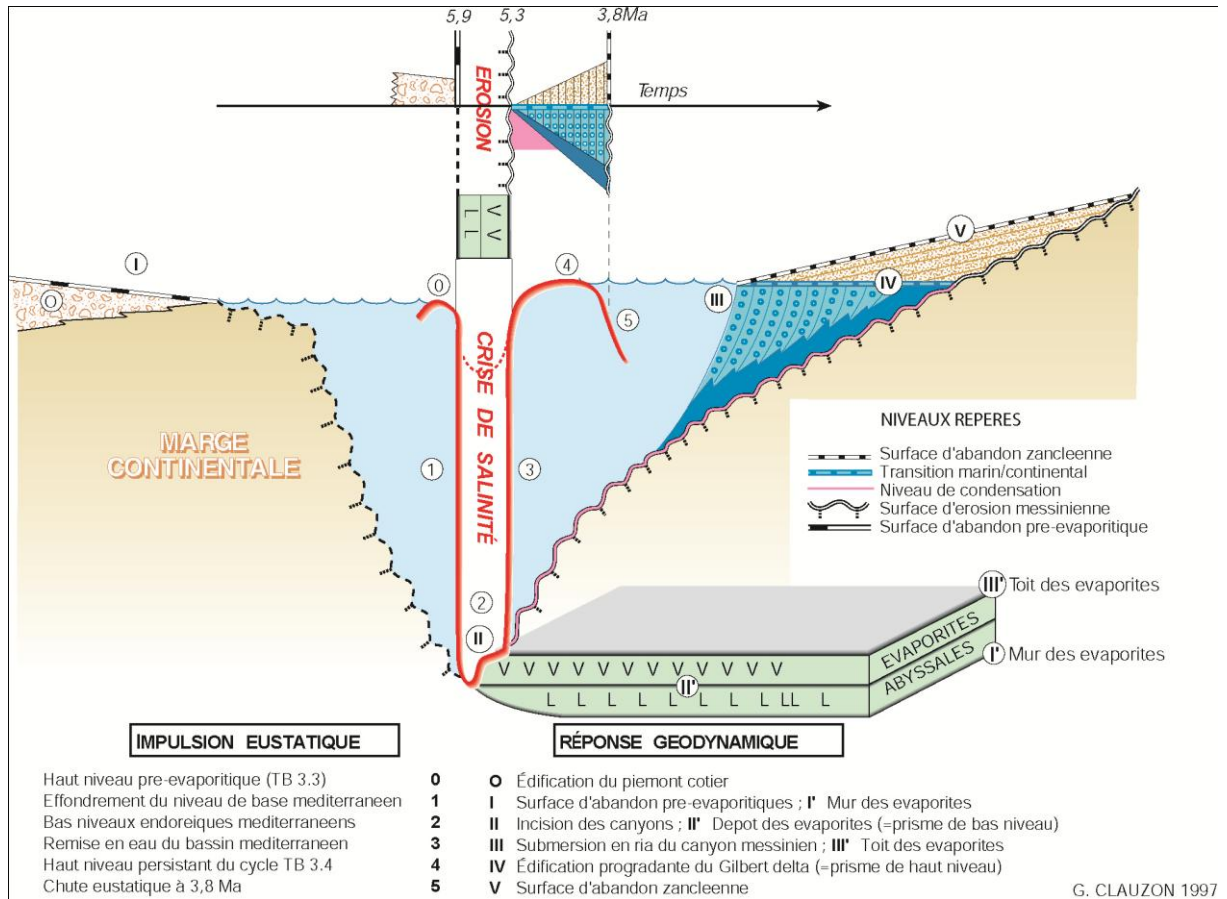


Figure 59: Représentation schématique dans l'espace et dans le temps des conséquences de la crise de salinité messinienne à terre et en mer (d'après Clauzon, 1999).

II-2-2) LA TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

II-2-2-1) PRINCIPE DE LA METHODE

La tomographie électrique est une méthode géophysique permettant d'obtenir la répartition de la conductivité des roches à partir de la mesure du potentiel électrique sur la base de la loi d'Ohm (voir équation (1)). Ainsi la résistivité électrique apparente (ρ_{app}) d'un matériau est fonction de l'intensité I du courant, de la différence de potentiel ΔV entre deux points de mesures et d'un facteur K dépendant des caractéristiques géométriques du dispositif d'acquisition (distances entre les électrodes (voir Figure 60)) selon la formule :

$$(1) \quad \rho_{app} = K \times \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec} \quad K = 2\pi \times \left[\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{21}} + \frac{1}{r_{22}} \right]^{-1}$$

Les distances r_{11} , r_{12} , r_{21} et r_{22} étant les espacements entre des électrodes (voir Figure 60).

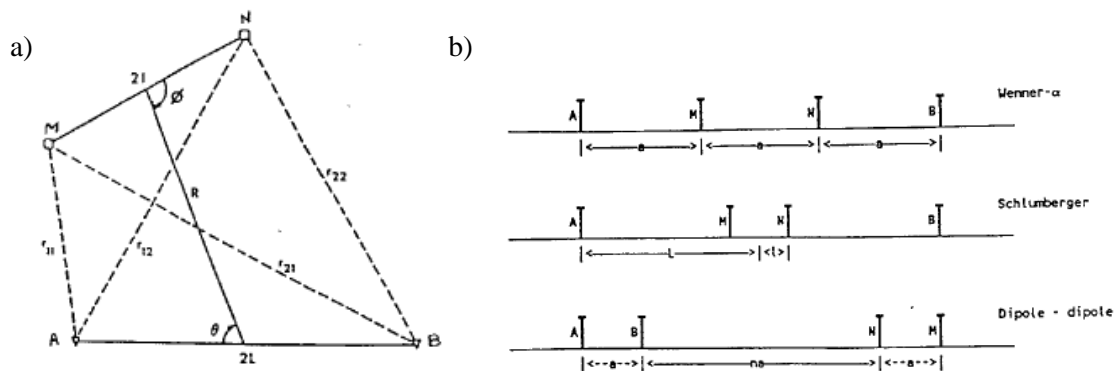


Figure 60: a) Disposition générale d'électrodes, A et B étant les électrodes d'injections, M et N étant les électrodes de mesures. b) Géométrie des dispositifs les plus utilisés (d'après Loke et Barker, 1996).

II-2-2-2) PRINCIPE DE L'ACQUISITION

Le principe de la prospection électrique est donc d'injecter dans le sol un courant d'intensité connue I par deux électrodes A et B et de mesurer la différence de potentiel ΔV entre une autre paire d'électrodes M et N. Il est ainsi possible, grâce à une succession d'injections et de mesures sur différentes électrodes le long d'un profil d'obtenir une coupe géoélectrique en 2 dimensions des terrains traversés.

Différents dispositifs d'électrodes (voir Figure 60) peuvent être utilisés en fonction des structures à imager: le dispositif Wenner est efficace plutôt pour imager des structures horizontales et offre le meilleur rapport signal/bruit, les dispositifs pôle-pôle, dipôle-dipôle, pôle-dipôle sont plutôt efficaces pour imager des structures verticales et permettent une acquisition un peu plus profonde (surtout pour le pôle-pôle). Le dispositif Schlumberger présente des caractéristiques intermédiaires (Griffiths et Barker, 1993).

L'écartement choisi entre les électrodes influe sur la profondeur d'investigation et la résolution du profil. Plus l'écartement est fort, plus la profondeur d'investigation est importante mais moins la résolution est bonne. La profondeur d'acquisition dépend également du type de dispositif. Elle est de l'ordre de 8 à 10 fois l'espacement entre les électrodes pour un dispositif Wenner (Astier, 1971). Le matériel utilisé au CEREGE permet des espacements d'électrode de 20 m maximum, soit une longueur de profil de 1260 m avec un dispositif de 64 électrodes. La longueur peut être augmentée par un protocole d'acquisition en « roll-over », c'est-à-dire le déplacement d'un quart ou de la moitié du dispositif à une des extrémités. La seule contrainte sur la longueur est de garder un profil rectiligne afin d'éviter les artefacts liés à des résistivités apparentes (mesurées) différentes pour une même formation.

II-2-2-3) TRAITEMENT DES DONNEES

La première étape dans le traitement des données consiste à construire des pseudo-sections, obtenues en reportant la valeur de la résistivité apparente mesurée au centre du dispositif à une profondeur qui dépend de l'écartement entre les électrodes (Figure 61). Pour obtenir une image représentant les variations de résistivité réelle, on réalise une inversion sur les pseudo-sections. Cette inversion est basée sur un processus itératif qui tend à minimiser l'écart (ajustement par la méthode des moindres carrés) entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section calculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Le modèle est corrigé à chaque itération afin de minimiser la différence entre les 2 pseudo-sections. La différence entre pseudo-section mesurée et calculée est appelée RMS (Root-mean-square). Cette séquence est répétée jusqu'à obtention d'une RMS comprise entre 2 et 5%. La dernière étape de traitement consiste en l'intégration de la topographie du terrain.

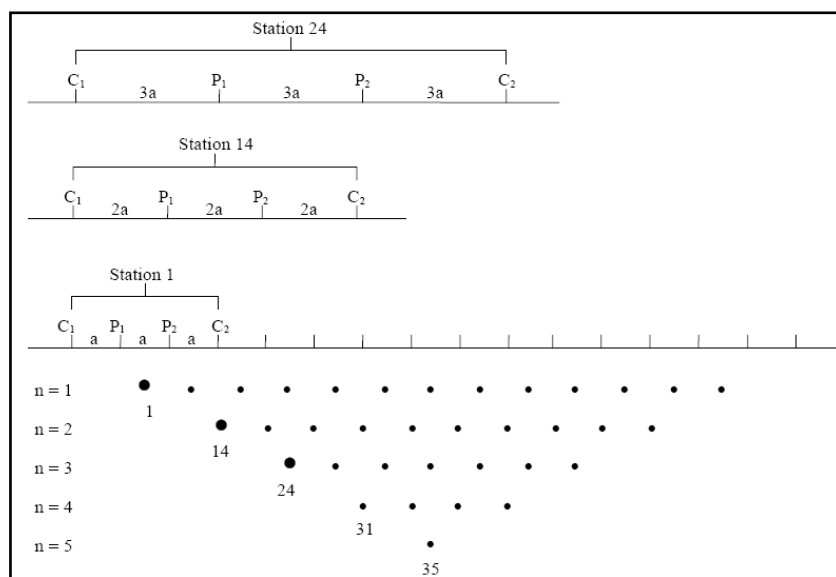


Figure 61: Principe de construction d'une pseudo-section (d'après Griffith et Barker, 1993)

L'interprétation géologique de ce type de données peut être complexe car l'image finale en 2D intègre des valeurs de résistivité obtenues sur un volume. L'image sera d'autant plus "parlante" que les contrastes de résistivité entre les terrains traversés seront importants. Dans notre secteur d'étude, les variations de résistivité dépendront principalement de la teneur en eau (porosité) et en argiles. Ainsi, l'interprétation en termes de structure est donc délicate et nécessite une bonne connaissance préalable du terrain.

Tous les profils présentés dans cette thèse ont été acquis avec le système ABEM-Terrameter SAS4000 à 64 électrodes. La localisation ainsi que les corrections topographiques ont été réalisées grâce au GPS différentiel Trimble ProXS. Les inversions ont été réalisées à l'aide du logiciel RES2DINV (Loke et Barker, 1996). Les données ont ensuite été intégrées dans un SIG (ArcGis) afin de contribuer à l'alimentation d'une base de données spatiale et de faire des visualisations de séries de profils en 3D.

II-2-3) LES MESURES DU BRUIT DE FOND SISMIQUE ET LA METHODE DE NAKAMURA (H/V)

II-2-3-1) PRINCIPE DE LA METHODE

La méthode de Nakamura (Nakamura, 1989), appelée aussi méthode H/V, permet de caractériser la fréquence fondamentale du sol en enregistrant le bruit microsismique. Ce bruit est essentiellement composé d'ondes de surface (ondes de Love et de Rayleigh). Les ondes de Rayleigh sont polarisées dans les directions verticales et horizontales (Duval, 1994). Sur un site sans contraste d'impédance (sans variation de vitesse des ondes sismiques), le rapport des composantes horizontales et verticales du bruit est voisin de 1. La présence d'une couche sédimentaire, d'épaisseur h (en m), présentant un contraste d'impédance avec le substratum sera caractérisée par une fréquence fondamentale (fréquence à laquelle le sol vibre naturellement ou fréquence de résonnance) f_0 (en Hz), tel que $f_0 = \frac{V_s}{4h}$, V_s étant la vitesse de propagation des ondes S dans le sol (en m.s^{-1}). Cette méthode, très utilisée dans la caractérisation des effets de site pour fournir des cartes d'isofréquences, permet donc aussi d'estimer, en un point donné, des épaisseurs de sédiments à faibles vitesses de propagation d'onde S reposant sur un substratum à vitesse plus forte. Les variations spatiales de la profondeur d'une interface peuvent être suivies en déterminant les variations spatiale de la fréquence.

II-2-3-2) PRINCIPE D'ACQUISITION

La fréquence fondamentale du sol est déterminée grâce à l'enregistrement du bruit sismique par un vélocimètre à 3 composantes spatiales (verticale, Nord et Est) (Figure 62). Il est important de s'assurer que le vélocimètre soit bien horizontal et orienté. Les vélocimètres utilisés dans le cadre de cette étude sont de marque Lennartz Electronics 5 secondes. Ils sont reliés à des boîtiers d'enregistrements GeoSIG GSR-24.



Figure 62: Dispositif de mesure H/V : Vélocimètre à droite et boîtier d'acquisition à gauche.

II-2-3-3) TRAITEMENT DES DONNEES

Une fois l'enregistrement réalisé, on effectue les spectres de Fourier des trois voies (Sz = vertical, ST = transversal [nord-sud] et SR = radial [est-ouest]) sur des fenêtres temporelles de longueur variable entre 30 et 60 secondes. Les spectres sont ensuite lissés (Konno et Ohmachi, 1998) avec un paramètre de lissage de 40, sachant que plus la valeur du paramètre est faible, plus le lissage est important. La valeur que nous avons utilisée est une valeur moyenne, ce qui permet de bien différencier les pics de fréquence sans omettre d'informations. On calcule ensuite pour chaque fenêtre le rapport suivant :

$$R_{H/V} = \frac{\sqrt{(ST^2 + SR^2)}}{SZ}$$

L'ensemble de ces opérations est effectuée grâce au logiciel Sesarray Geopsy. La valeur de fréquence fondamentale f_0 peut ensuite être déterminée par la lecture de la valeur du pic sur une courbe représentant les fréquences en fonction du rapport H/V ($R_{H/V}$) (Figure 63). Il est parfois possible d'observer plusieurs pics correspondant aux différentes fréquences de résonance de plusieurs sous-couches (Gueguen et al., 2000 ; Volant et al., 2000).

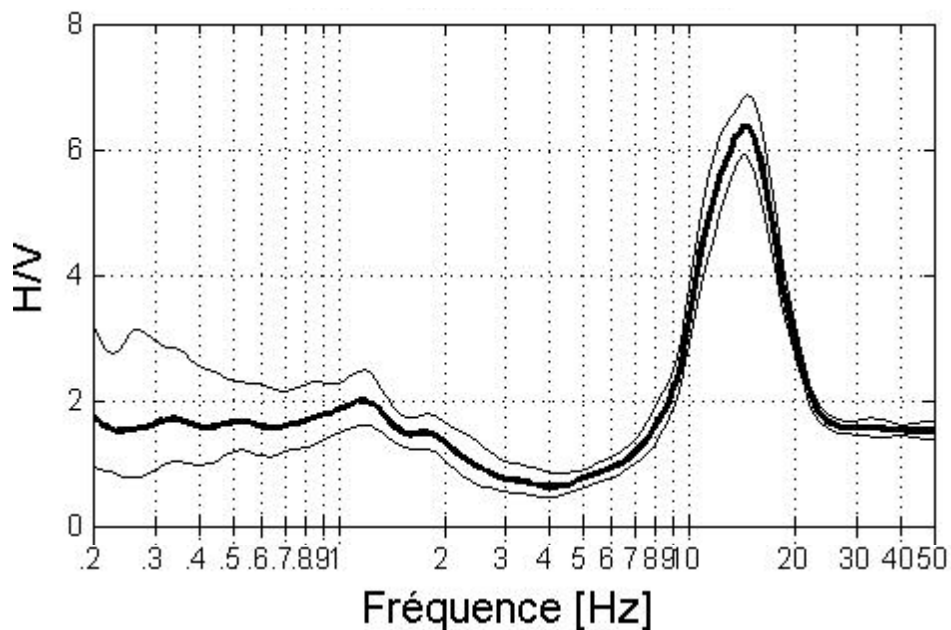


Figure 63 : Exemple de courbe H/V, montrant un pic de fréquence à 12 Hz.

II-3) EVOLUTION RECENTE DE LA TERMINAISON SUD DE LA FAILLE DE LA MOYENNE DURANCE : LA ZONE DE CORBIERES-ST EUCHER.

II-3-1) INTRODUCTION:

Entre Ste Tulle et Meyrargues, la zone de failles de la Moyenne Durance était généralement interprétée comme une zone de relais compressif entre la faille de la Moyenne Durance (FMD) et la faille d'Aix (Champion, 1999). Toutefois, Guignard et al. (2005) ont suggéré qu'une partie de cette déformation soit distribuée sous la forme d'une terminaison en « queue de cheval ». D'ailleurs, cette géométrie semble confirmée par l'étude de la déformation des marqueurs messino-pliocènes présentée au chapitre II-4 de cette thèse. Le segment principal de la FMD est cartographié entre Beaumont-de-Pertuis et Mirabeau, au contact entre le Mésozoïque et le Tertiaire (Figure 64). Au Nord de Beaumont, cet accident forme un relais transpressif auquel sont associés des plis de faible amplitude affectant les calcaires lacustres d'âge tortonien (Guignard et al., 2005). Au Sud de Beaumont-de-Pertuis, la faille se divise en deux segments, qui bifurquent vers l'Ouest sous la forme de chevauchants E-W à vergence sud, et qui bordent de part et d'autre la terminaison orientale de l'anticlinal de La Déboulière (bassin de Cucuron) (Figure 64).

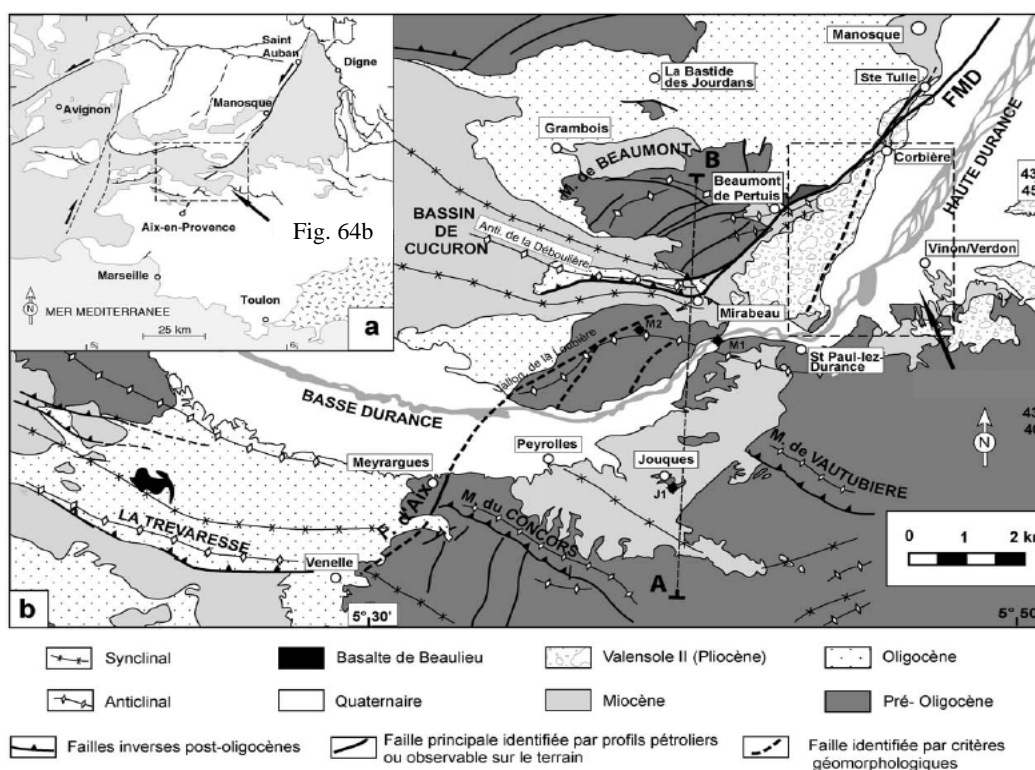


Figure 64: Contexte structural de la terminaison sud de la faille de la Moyenne Durance (d'après Guignard et al., 2005)

A l'Est de ce segment principal, Guignard et al. (2005) proposent la présence d'une faille rectiligne de 7 à 8 km, parallèle à la vallée actuelle de la Durance, traversant une zone triangulaire constituée par des dépôts du Valensole II (Clauzon, 1996) et s'étendant de Sainte Tulle au Nord, Mirabeau au Sud-Ouest et Saint Eucher au Sud-Est. Ce segment, que nous appellerons segment de Corbières-St-Eucher, est proposé sur la base d'arguments géomorphologiques (anomalies de drainage) et microtectoniques. En effet, plusieurs cours d'eau orientés NW-SE présentent une réorientation systématique à contre pente vers le Nord-Est sur environ 100 à 200 m avant de reprendre une orientation de drainage vers le Sud-Est (Figure 65). Si ce type d'anomalie de drainage horizontale s'explique facilement par des mouvements tectoniques dans les zones de déformation rapide (e.g. Peltzer et al., 1988 ; Gaudemer et al., 1989 ; Maruyama et Lin, 2000 ; Fu et al., 2005 ; Shabanian et al., 2009 ; Authemayou et al., 2009), il est beaucoup plus compliqué de démontrer qu'elles soient dues à la tectonique dans les zones où la déformation est lente. Ainsi, des prospections et études complémentaires étaient nécessaires afin de confirmer la présence d'une telle faille. Plusieurs approches complémentaires ont été utilisées : une étude géomorphologique à plus grande longueur d'onde pour caractériser la déformation de cette zone, une analyse détaillée des affleurements de terrain, notamment l'observation d'un talus rafraîchi le long de la route RD122 (Figure 65), une acquisition de la topographie au GPS différentiel le long des talwegs afin de préciser les anomalies verticales des profils en long mis en évidence par Guignard et al., (2005), et une acquisition de plusieurs profils de tomographie électrique afin d'imager les structures en profondeur.

II-3-2) CONNAISSANCES ACTUELLES CONCERNANT LE SEGMENT DE FAILLE SUPPOSE DE CORBIERES-SAINT EUCHER

II-3-2-1) GEOMORPHOLOGIE

Le secteur d'étude correspond à un plateau triangulaire constitué d'un épandage de cailloutis de Valensole II s'étendant de Ste Tulle au Nord, Mirabeau au Sud-Ouest et Saint Eucher au Sud-Est (Figure 64). Cet épandage correspond à la phase terminale du remplissage du canyon messinien de la Durance (voir paragraphe II-2-1). L'âge de l'abandon de cette surface est estimé à 2 Ma (Clauzon, 1996, Dubar et al., 1998). Entre Corbières et Maty, au Nord du rocher de Saint Eucher, l'analyse du réseau hydrographique de second ordre, réalisée à partir du modèle numérique de terrain (MNT) (résolution de 50 m), a permis à Guignard et al. (2005) de mettre en évidence des anomalies géomorphologiques (Figure 65). En effet, les cours d'eau orientés NW-SE qui incisent la surface d'abandon fini-pliocène de la formation Valensole II présentent une zone de drainage à contre-pente orientée orthogonalement à l'axe du drain. Ces anomalies de drainage systématiques s'alignent selon une orientation NNE- SSW (Figure 65) et sont indépendantes des variations lithologiques puisqu'elles sont observées au sein de la formation du Valensole II qui peut être considérée comme homogène vis-à-vis des processus d'érosion. Guignard et al. (2005) interprètent donc cet alignement comme résultant d'un mouvement senestre le long d'une faille

orientée N20°E, qui serait compatible avec un état de contrainte plio-quaternaire, déduit de sites à galets striés voire cisailés, cohérent avec celui déduit pour la FMD (Baroux, 2000 ; Guignard 2002). Cependant, aucun indice de surface n'avait pu être identifié sur le terrain, la couverture végétale recouvrant le Valensole II ne favorisant pas l'observation directe. La cartographie proposée par Guignard et al., 2005 (Figure 64) est basée sur un alignement d'anomalies topographiques verticales (« knickpoints ») détectées dans les profils en long de chacun des talwegs étudiés.

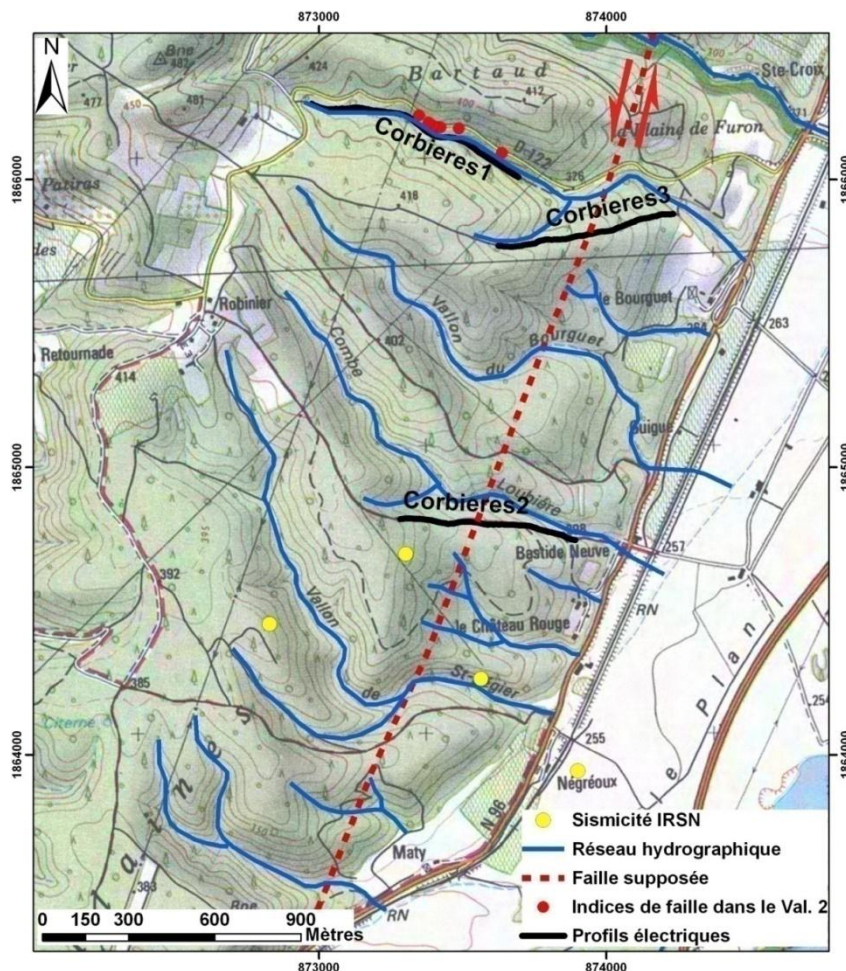


Figure 65: Anomalies de drainage dans le secteur de Corbières-St Eucher et tracé morphologique de la faille supposée (d'après Guignard et al., 2005 et cette étude). Localisation de la microsismicité instrumentale enregistrée par le réseau IRSN de 1999 à 2007 (d'après Cushing et al., 2008), localisation des indices de déformation cassante dans le Valensole II (cette étude), localisation des profils électriques réalisés (cette étude).

II-3-2-2) LES DONNEES MICROTTECTONIQUES

Bien qu'aucun plan de faille n'ait été observé dans la formation du Valensole II entre Ste Tulle et Mirabeau par Guignard (2002) et Guignard et al. (2005), les galets pliocènes sont striés voire cisailés en de nombreux sites, indiquant que la zone a subi au moins une déformation diffuse au Plio-Quaternaire. L'ensemble des stations de mesures prises sur les galets striés pliocènes par Guignard (2002) (Figure 66) indique des états de contrainte majoritairement décrochants (σ_2 vertical), parfois compressifs (σ_3 vertical) et caractérisés par des directions de compression (σ_1) comprises entre N135°E et N165°E avec, pour les inversions les mieux contraintes, une direction moyenne de σ_1 à N151±6°E. Ces résultats sont

compatibles avec les études antérieures portant sur la partie méridionale de la FMD (Combes, 1984 ; Baroux, 2000). Toutefois, ils indiquent que le régime compressif enregistré au niveau de Manosque, provoquant une cinématique inverse à composante sénestre de la FMD, évolue vers un état de contraintes décrochant entre Ste Tulle et Beaumont de Pertuis (Figure 66). Cette variation s'accompagne de la réorientation des segments de failles de la FMD (de NNE-SSW au Nord à NE-SW au Sud) (Figure 66).

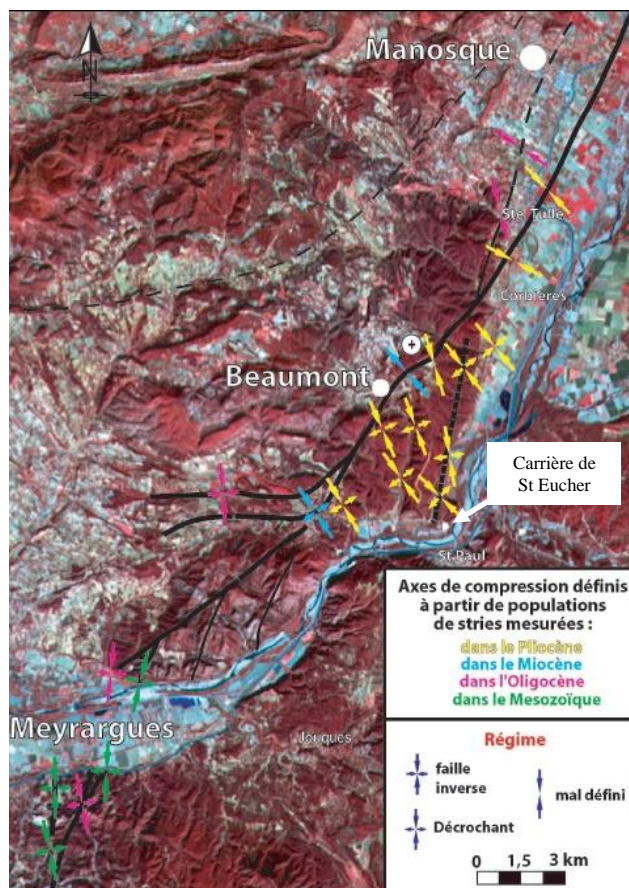


Figure 66: Cinématique de faille de la terminaison sud de la faille de la Moyenne Durance (d'après Guignard, 2002)

II-3-2-3) LA SISMIQUE REFLEXION

Un profil sismique (71D03) traversant le segment supposé est disponible et a été retraité et réinterprété en 2006 dans le cadre du projet IMPRODurance, coordonné par le CEA de Cadarache. A cause de sa qualité médiocre au niveau du passage de la faille supposée, ce profil ne permet ni de confirmer ni d'infirmer la présence d'une structure faillée majeure à l'aplomb des anomalies morphologiques (Figure 67). Cependant, il semble difficile de raccorder les réflecteurs visibles à l'Est du point CMP50 et ceux visibles à l'Ouest du point CMP110, et il est nécessaire de positionner au moins une faille entre ces deux points (Figure 67, localisation en Figure 77). Ce constat avait d'ailleurs incité Combes et Grellet, (1996) à proposer un segment de faille, parallèle à celui de Beaumont de Pertuis, sur la base de l'interprétation d'un retraitement de ce même profil sismique par le CEA en 1996.

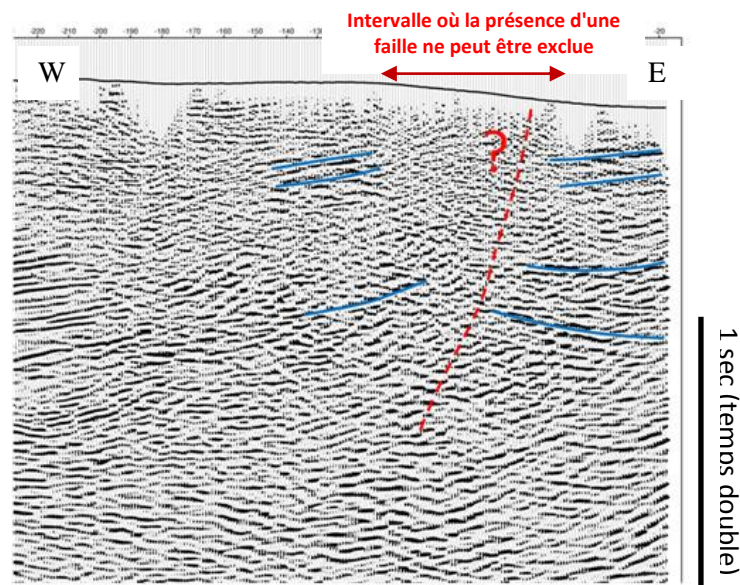


Figure 67: Extrait du profil sismique 71D03 retraité dans le cadre du projet IMPRODurance en 2006, au niveau du passage supposé de la faille de Corbières-St Eucher. En bleu, pointé de quelques réflecteurs, qui semblent discontinus de part et d'autres de la zone de faille supposée (en rouge).

II-3-2-4) LA SISMICITE INSTRUMENTALE

Le segment de Corbières-St Eucher a de nouveau été proposé par Cushing et al., (2008) sur la base d'arguments sismologiques. En effet, le réseau local de surveillance sismique mis en place par l'IRSN de 1999 à 2007 a enregistré 4 microséismes dans ce secteur (localisation en Figure 65). Ces séismes sont superficiels (profondeur comprise entre 1.4 et 2.8 km) et de faible magnitude ($M_w = 1.6$ à 2.8). Les mécanismes au foyer déduits sont hétérogènes. Ils présentent des cinématiques décrochantes et obliques à composante inverse ou normale. Toutefois, ils sont, pour la majorité, compatibles avec la cinématique de faille mesurée dans les conglomérats pliocènes (Baroux, 2000 ; Guignard ; 2002). Notons que la faible magnitude des séismes enregistrés rend difficile une localisation fiable de l'épicentre, malgré un réseau dense, et si cette microsismicité confirme la présence de déformations tectoniques actuelles dans la zone de Corbière Saint-Eucher, elle ne peut à elle seule permettre de conclure à l'existence d'une faille kilométrique.

II-3-3) LES DONNEES NOUVELLES

II-3-3-1) PROFILS TOPOGRAPHIQUES DE LA SURFACE D'ABANDON DU VALENSOLE II

(Cette partie s'appuie sur un travail inédit de J. Fleury et G. Clauzon).

Afin d'appréhender la déformation à grande longueur d'onde de la zone, une série de profils topographiques permettant de reconstruire la surface d'abandon du Valensole II a été extraite à partir du MNT à 50 m. On considèrera que la surface topographique actuelle du sommet de chaque plateau correspond à la surface d'abandon du Valensole II. Deux zones ont été comparées de part et d'autre de la

Durance : le plateau de Valensole en rive gauche (Figure 68), et la zone de Corbières-St Eucher en rive droite (Figure 69).

Sur le plateau de Valensole, les pentes des profils de la surface d'abandon du Valensole II sont homogènes et caractérisées par une pente moyenne d'équilibre d'environ 1%, selon une direction NE-SW (Figure 68). Cette surface ne semble pas déformée et peut donc servir de référence pour comparer les pentes de part et d'autre de la FMD. Notons tout de même que d'après les lois d'échelle reliant la pente d'écoulement à l'aire drainée (e.g. Hooke, 1968, Guzzetti et al., 1997), cette pente est trop forte pour être une simple pente d'écoulement. Le plateau de Valensole a donc probablement subi un léger basculement vers le Sud-Est d'environ 0.5 % (Champagnac et al., 2008).

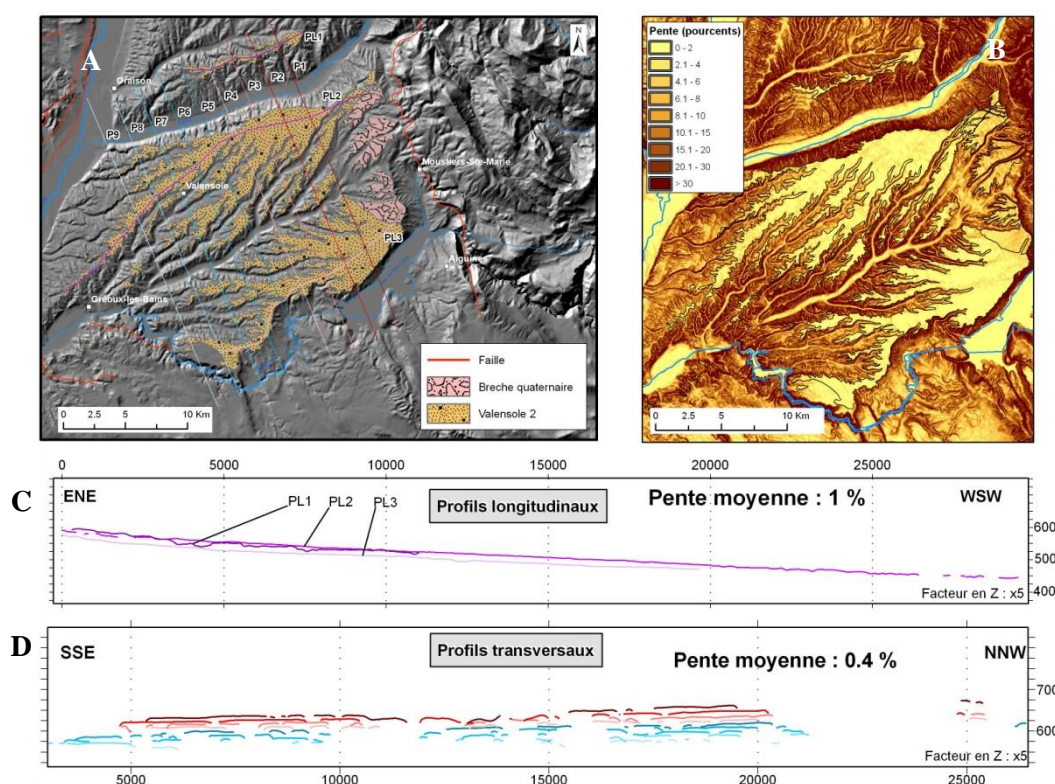


Figure 68: Profils topographiques de la surface du Valensole II sur le plateau de Valensole. A) Cartographie et localisation des profils. B) Carte des pentes. C) Profils longitudinaux (NE-SW). D) Profils transversaux (NW-SE).

Dans la zone de Corbières-St Eucher, aucune anomalie ne peut être mise en évidence à cette échelle au niveau du passage de la faille supposée (Figure 69). Par contre, un basculement important s'observe à proximité du segment principal de la FMD, passant par Beaumont-de-Pertuis, avec une pente moyenne en amont d'environ 7% vers le Sud-Est (pouvant atteindre jusqu'à 15%), alors que la pente moyenne en aval est d'environ 2% vers le Sud-Est. Cette géométrie peut-être interprétée comme une flexure de la surface d'abandon du Valensole II vers le Sud-Est résultant d'une déformation de type pli d'entraînement (ou crochon régional) associée à l'activité quaternaire de la faille de Beaumont (segment principal de la FMD). De plus, à proximité de cette faille, les couches d'âge pliocène ont un pendage

similaire à celui de la surface d'abandon (Figure 70), confortant cette interprétation. En considérant la pente de 2 % comme étant la pente initiale du dépôt (valeur maximale), la déformation verticale calculée à partir du basculement serait de 60 à 92 m en 2 Ma, soit 0.038 ± 0.08 mm/an.

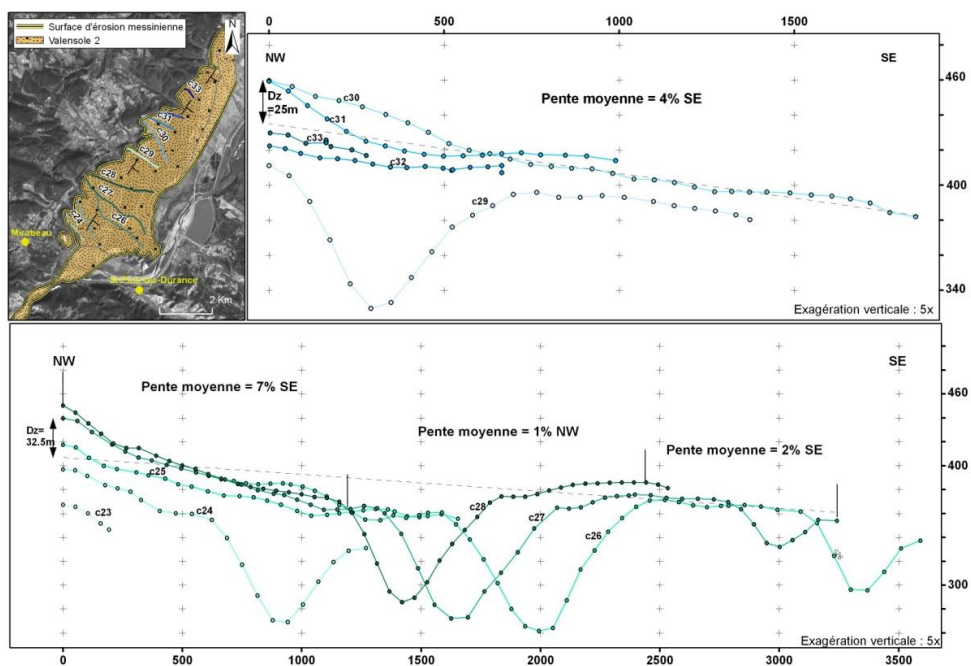


Figure 69: Profils topographiques de la surface du Valensole II dans le secteur de Corbières-St Eucher.



Figure 70: Observation sur le terrain du basculement vers le Sud-Est des dépôts et de la surface d'abandon du Valensole II à proximité du segment de faille de Beaumont-de-Pertuis.

II-3-3-2) ANALYSE TECTONIQUE : FAILLES MESOSCOPIQUES AFFECTANT LE VALENSOLE II

Le rafraîchissement de la route RD122 (de Corbières à Beaumont de Pertuis) offre une possibilité d'observation continue des conglomérats pliocènes du Valensole II sur près d'un km, légèrement en amont des anomalies de drainage (Figure 65). Une étude détaillée de cet affleurement a permis de mettre en évidence plusieurs failles au sein du Valensole II (7 failles sur 300m de coupe) (localisation Figure 65). Ces failles, orientées N10°E en moyenne, présentent un fort pendage (vers l'Est pour la plupart) et des stries indiquant un mouvement décrochant senestre avec une composante verticale quasi-nulle (Figure 71). L'épaisseur de la zone broyée associée (microbrèche) est de 10 à 30 cm (Figure 71). Ces failles n'ont été retrouvées qu'en amont des anomalies de drainage (à partir de 350 m en amont) (Figure 65), les observations au niveau des anomalies étant difficiles, le talus n'ayant pas été rafraîchi à cet endroit.

L'inversion des vecteurs glissement mesurés sur les plans de failles (avec le programme contraignant un axe vertical et donc ne nécessitant que 2 plans indépendants de glissement, cf. Bellier et Zoback, (1995)) conduit à calculer un état de contrainte décrochant caractérisé par un axe de compression N172°E (Figure 71). Nous avons également testé la population de données avec le tenseur régional défini par Cushing et al. (2008) par inversion des mécanismes au foyer des séismes. Ce test montre que la population est compatible avec ce tenseur des contraintes, qui caractérise l'état actuel.

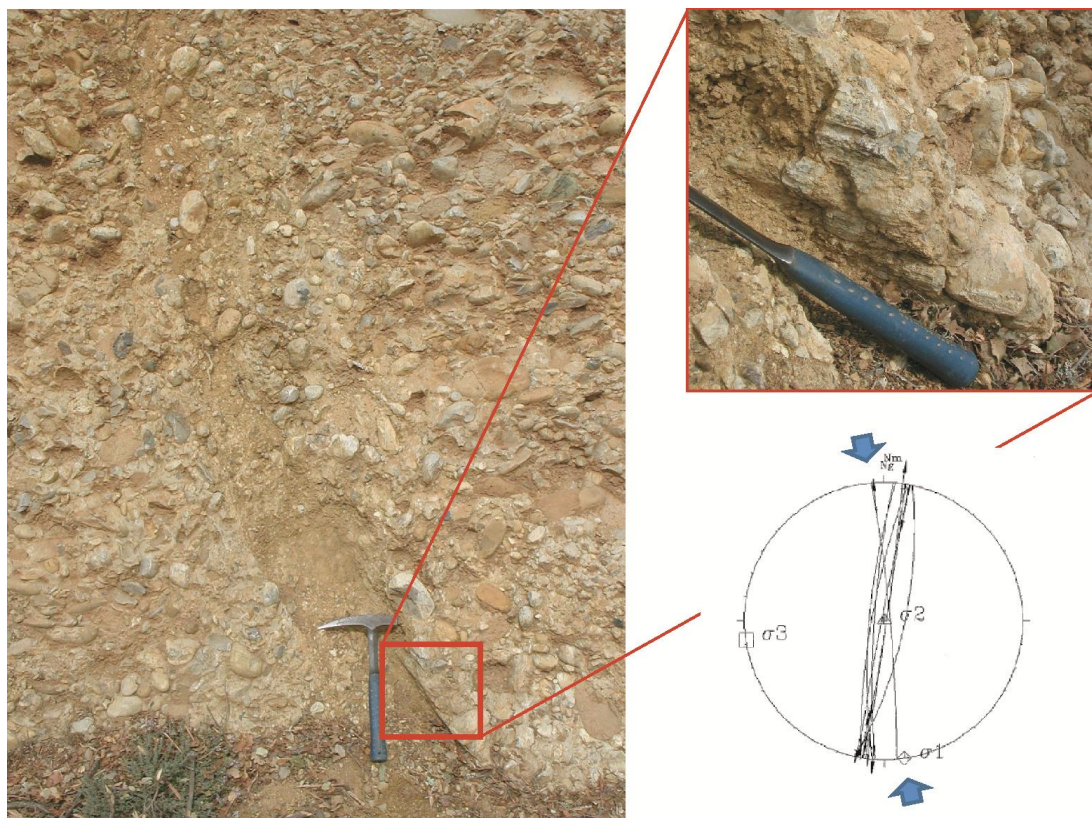


Figure 71: Détail d'une des failles observées dans le Valensole II le long de la route D122 et compilation des mesures microtectoniques effectuées sur ces failles.

II-3-3-3) PROFIL EN LONG DES RIVIERES

Les anomalies verticales interprétées par Guignard et al., (2005) comme résultant de la trace d'une faille avaient été proposées à partir de profil en long de cours d'eau calculés à partir d'un MNT à 50 m de résolution. Or, à cette échelle, il ne pouvait être exclu que ces « anomalies » correspondent en fait à des artefacts d'interpolation. Afin de vérifier cette interprétation et augmenter la résolution de nos mesures, nous avons acquis des profils topographiques dans le fond des talwegs grâce à des GPS différentiels (Trimble ProXS). Les acquisitions ont été réalisées en mesurant un point tous les 5 m (*acquisition réalisées par Ph. Dussouillez, S. Molliex, J. Fleury, F. Hollender & O. Bellier*). L'ensemble des données ont été corrigées (par code et par phase quand celle-ci était disponible) ultérieurement (post-traitement) en prenant comme station de référence la station permanente d'Aix-en-Provence (Arbois-Cerege). L'encaissement des talwegs ainsi que le couvert végétal n'a pas permis une acquisition continue de la phase pour certains profils (ce qui affecte la précision des mesures). L'acquisition par le CEA d'un MNT à une résolution de 25 m couvrant cette zone (fourni par l'IGN) nous a également permis d'extraire les profils en long des talwegs et de comparer les 3 résultats (extrait du MNT à 50m, du MNT à 25m et de l'acquisition de terrain au GPS différentiel). Les résultats pour le profil de St Lègier (localisation en Figure 65) sont présentés en Figure 72.

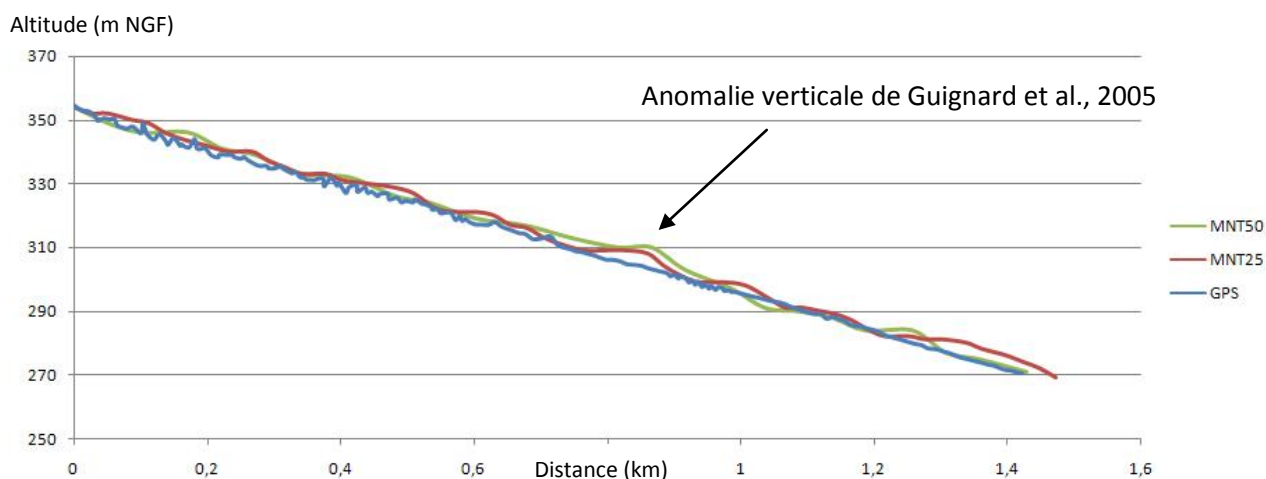


Figure 72: Comparaison entre le profil en long du vallon de St Lègier acquis grâce au GPS différentiel et le même profil extrait à partir des MNT à 50 m et 25 m de résolution. Les anomalies verticales détectées sur les profils extraits d'un MNT sont des artefacts.

Les résultats de la comparaison des profils montrent qu'il existe des différences importantes liées à la résolution du MNT. Ainsi, les anomalies verticales mises en évidence par Guignard et al., (2005) sont des artefacts liés à la résolution du MNT et n'existent pas. Ces artefacts subsistent sur le MNT à 25 m de résolution, à cause de la largeur trop petite des vallées. Ainsi, la cartographie du segment de Corbières-St Euchèr proposée par Guignard et al., (2005), basée sur la localisations des anomalies verticales des profils en long des cours d'eau, devient obsolète. De plus, aucune anomalie de ce genre n'a pu être détectée de manière certaine grâce à l'acquisition au GPS différentiel.

II-3-3-3) PROSPECTION PAR TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

Afin de détecter la présence en profondeur de cette faille supposée, nous avons procédé à une campagne de tomographie par résistivité électrique. L'acquisition des profils électriques s'est faite avec l'aide de J.-C. Parisot, D. Hermitte (CEREGE) et T. Aubry (stagiaire CEREGE). Le contraste lithologique étant inexistant entre les deux formations de part et d'autre de la faille supposée, nous espérons : (i) soit imager la faille en mettant en évidence une zone de résistivité plus faible, liée à la fracturation et à une altération accrue des formations à proximité du plan de faille supposé (liée à des circulations préférentielles de fluides), (ii) soit mettre en évidence un décalage vertical éventuel de la base du Valensole II. Trois profils ont été réalisés avec une acquisition selon le protocole « Wenner » (Astier, 1971) (localisation en Figure 65) : un premier profil (Corbière 1) a été réalisé à l'aplomb des failles mésoscopiques qui affleurent ; les deux autres (Corbières 2 et 3) ont été réalisés de manière à recouper perpendiculairement les anomalies de drainage. Les résultats sont présentés en Figure 73, Figure 74, Figure 75, Figure 76 et Figure 80.

Les 3 profils montrent un corps à forte résistivité ($>700 \Omega.m$) interprété, grâce aux affleurements de surface, comme étant les conglomérats du Valensole II. Une zone d'une épaisseur de 20 m environ et présentant une résistivité faible (environ $200 \Omega.m$) a été mise en évidence sur les profils Corbière 2 et 3 (Figure 74, Figure 75). Elle correspond à une terrasse alluviale quaternaire, qui marque une zone de replat dans la topographie. Une formation présentant une résistivité intermédiaire (environ $400 \Omega.m$) est interprétée comme un épandage colluvial. Cet épandage est visible à l'affleurement et peut présenter des épaisseurs importantes.

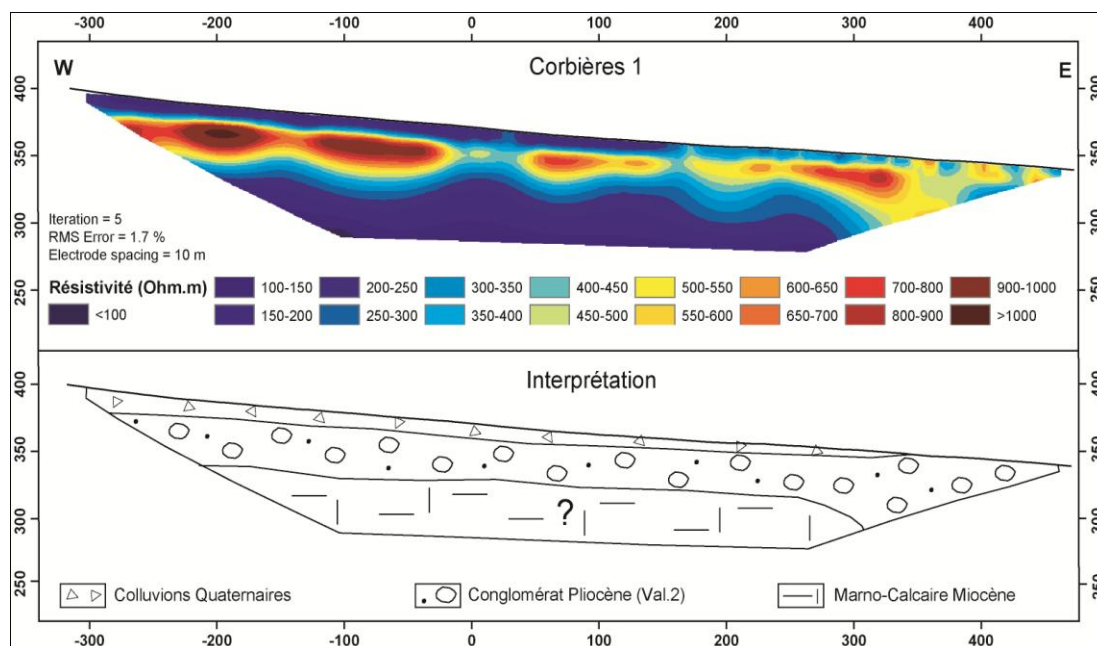


Figure 73 : Profil électrique Corbières1 et son interprétation. Localisation en Figure 65.

Le profil Corbières 1 (Figure 73), permet d'imager la base du Valensole II à 50 m environ. Elle plonge d'environ 5° vers le Sud-Est, conformément au basculement de la surface d'abandon. Ce plongement s'accroît fortement en fin de profil, ce qui semble confirmé par le profil Corbières 3. Le substratum est probablement constitué par des marno-calcaires d'âge miocène visibles à l'affleurement en contrebas (le long de la route nationale RN96 ; Figure 65). Cette surface ne présente pas de décalage significatif à l'aplomb des failles qui affleurent. Elles sont vraisemblablement trop petites pour pouvoir être imagées par cette méthode. A l'intérieur du Valensole II des chutes locales de résistivité électriques (jusqu'à 300 $\Omega.m$), non corrélées à la présence des failles mésoscopiques, peuvent être observées. Elles résultent probablement d'hétérogénéités sédimentaires à l'intérieur du Valensole II (zones plus sableuses, chenaux, etc.)

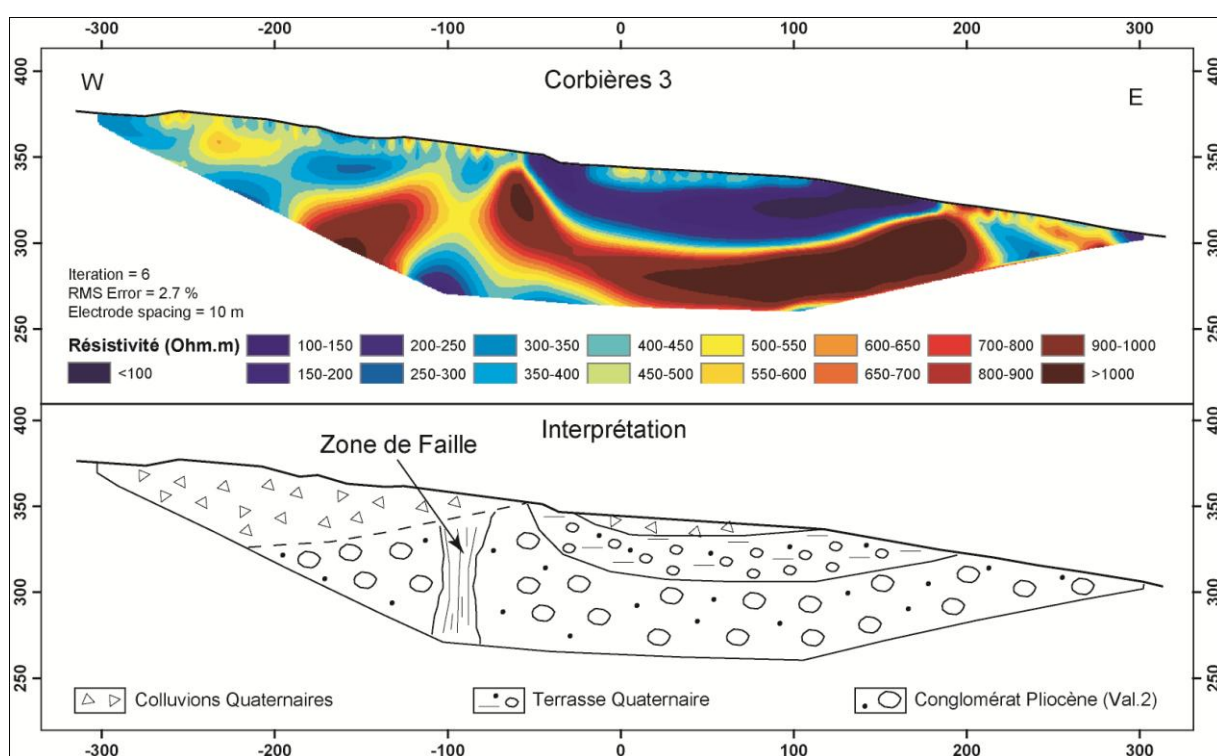


Figure 74 : Profil électrique Corbières 3 et son interprétation. Localisation en Figure 65.

Le profil Corbières 3 (Figure 74) se trouve dans la continuité de Corbières 1, décalé de 200 m vers le Sud. La base du Valensole II n'est pas imagée, ce qui confirme l'accentuation du plongement de cette surface vers le Sud-Est. Elle se trouve donc à plus de 85 m de profondeur à proximité de l'anomalie morphologique. La terrasse alluviale constituant le replat morphologique est caractérisée par des faibles valeurs de résistivité ($100 < R < 200 \Omega.m$). Une zone de résistivité plus faible à l'intérieur du Valensole II ($\approx 500 \Omega.m$) est mise en évidence aux alentours du point -90 (Figure 74). Elle se trouve à l'aplomb de l'anomalie de drainage du vallon en contrebas de la D122. Cette zone pourrait résulter :

- D'une hétérogénéité interne au Valensole II, sans corrélation avec la tectonique (comme pour le profil Corbières 1).

- D'une zone broyée et/ou altérée, à cause de la circulation de fluides, qui résulterait de l'activité d'une faille plio-quaternaire, ce qui confirmerait l'hypothèse de l'existence de la faille de Corbières-St Eucher.

Il est également possible de distinguer une anomalie de résistivité en terminaison orientale de ce profil. Cette anomalie se situe en aval de l'anomalie morphologique, ce qui nous incite à la prudence quant à son interprétation car elle pourrait résulter d'un artéfact lié à l'interpolation des résistivités en bordure de profil.

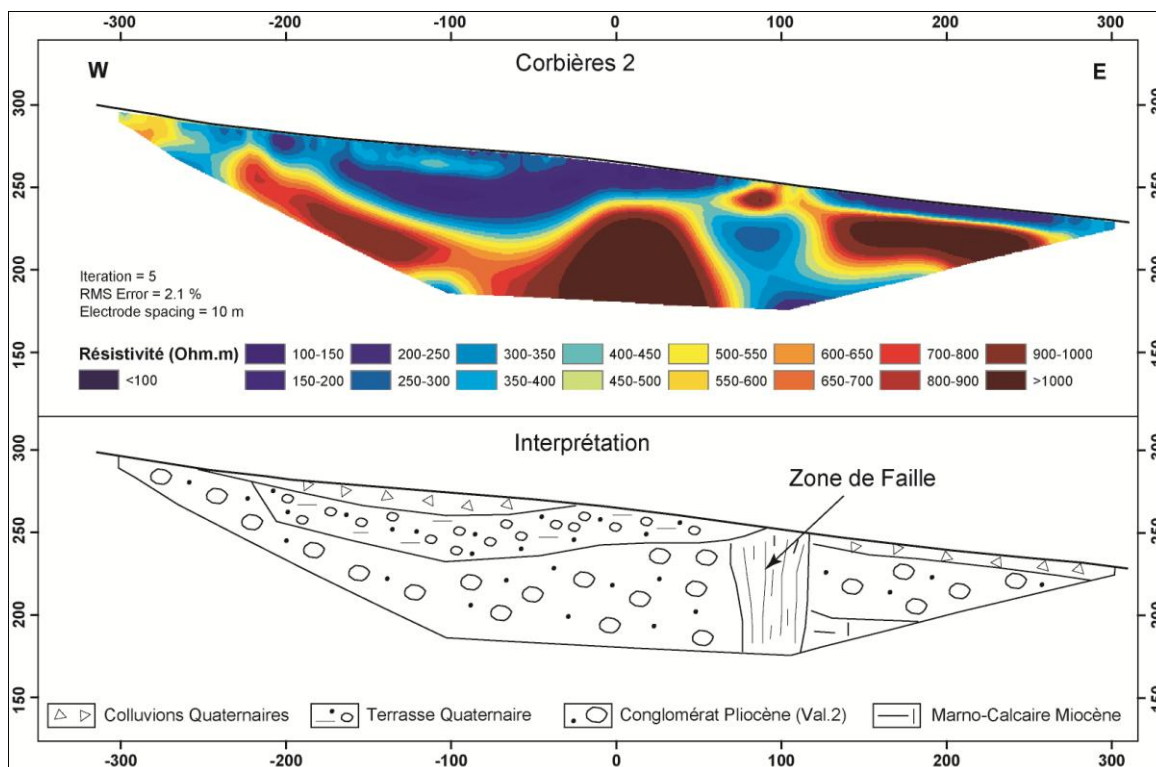


Figure 75: Profil électrique Corbières 2 et son interprétation. Localisation en Figure 65.

Le profil Corbières 2 (Figure 75), situé 1 km au Sud du profil Corbières 3, présente les mêmes caractéristiques. En effet, la base du Valensole II est profonde et non imagée sur la plus grande partie du profil et la même terrasse quaternaire, d'une épaisseur équivalente, est présente. Une zone de plus faible résistivité d'une épaisseur équivalente à celle du profil Corbière 3 est également visible à l'intérieur de la formation du Valensole II, au niveau du point 100 (Figure 75). De plus, la base du Pliocène (caractérisée par un substratum à résistivité plus faible) est visible à l'Est de cette anomalie et pas à l'Ouest. Cette zone semble donc difficilement attribuable à une hétérogénéité sédimentaire du Valensole II et pourrait donc avoir une origine tectonique. Contrairement au profil Corbières 3, la position de l'anomalie électrique est située en aval (environ 150 m à l'Est) des anomalies du système hydrographique.

Afin de confirmer que le décalage interprété de la base du Valensole II ainsi que les faibles valeurs de résistivité de cette zone ne soient pas des artéfacts liés à la méthode d'acquisition (dispositif

Wenner), nous avons entrepris de réaliser le même profil quelques mois plus tard avec un dispositif différent (Dipôle-Dipôle). Les résultats obtenus sont présentés en Figure 76. Les deux profils montrent des images similaires et confirment le décalage de la base du Valensole II de part et d'autre de la zone de faible résistivité, qui apparaît de manière beaucoup moins nette que sur le profil réalisé avec un dispositif Wenner. Ce décalage vertical apparent de la base du Valensole II pourrait résulter de l'activité tectonique d'une faille au Plio-Quaternaire.

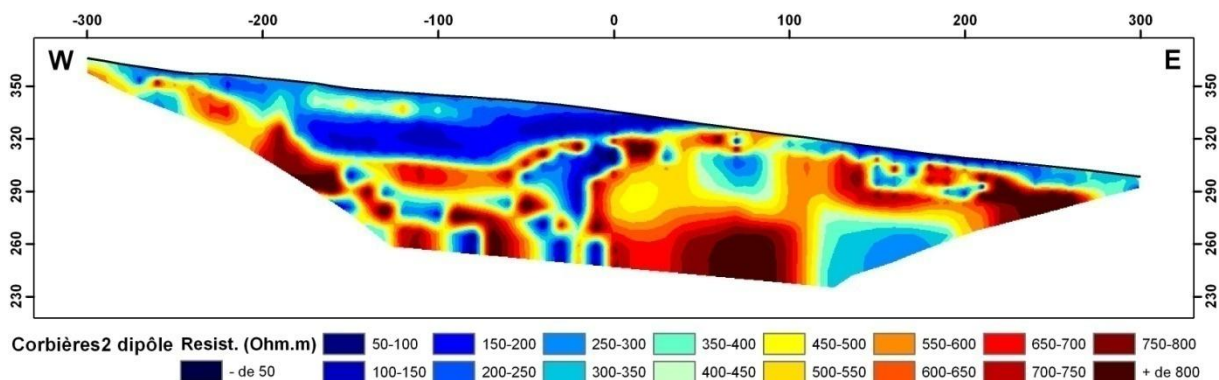


Figure 76: Profil Corbières 2 (acquis en dispositif dipôle-dipôle).

II-3-3-4) NOUVELLE CARTE DES FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES

Une cartographie géologique à haute résolution a récemment été réalisée dans le cadre d'une collaboration entre le CEA et l'Université de Provence (Rapport CEA en préparation). La Figure 77 présente cette cartographie en reprenant les principaux éléments discutés ci-dessus.

Les terrasses imagées par les profils électriques correspondent aux terrasses les plus hautes mises en évidence dans cette partie de la vallée de la Durance. L'âge de ces terrasses, estimée par corrélation stratigraphiques et morphologiques avec les terrasses de la rive gauche de la Durance (Dubar et Semah, 1986), est probablement Günz (≈ 800 ka). Leur limite occidentale correspond donc à la bordure de la rive droite de la Durance günz. Elle coïncide avec l'alignement des anomalies du réseau hydrographique (Figure 77), suggérant que des mécanismes sédimentaires puissent interférer avec un éventuel signal tectonique.

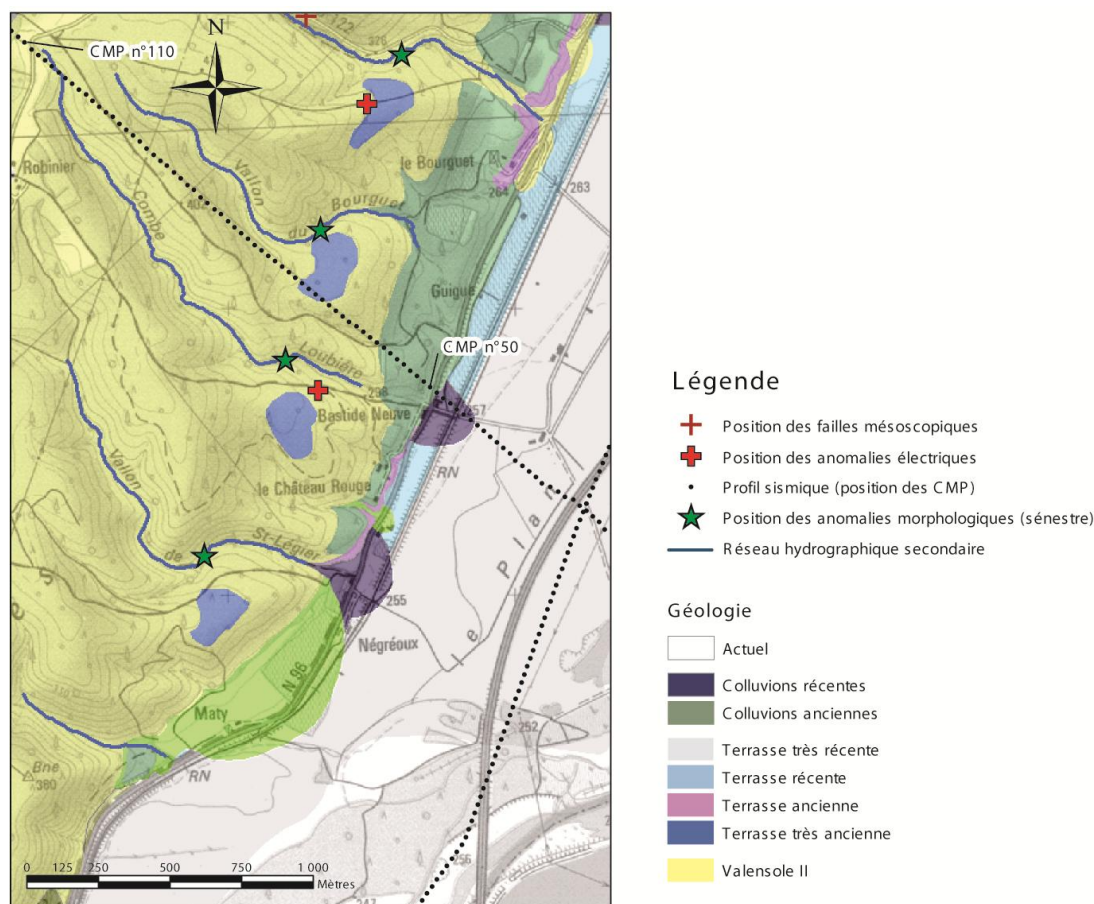


Figure 77 : Cartographie géologique de la zone de Corbières-St Eucher, localisation des anomalies de drainage, du profil sismique 71D03 et des anomalies de résistivité (d'après Mocochain, dans le rapport du groupe de cartographie de Cadarache, en préparation).

II-3-3-5) LA FAILLE DE LA CARRIÈRE DE ST EUCHER : LE PROLONGEMENT VERS LE SUD DU SEGMENT SUPPOSE DE CORBIÈRE-ST EUCHER ?

La carrière de St Eucher, située environ 4 km au Sud de la zone d'étude a été ouverte dans les calcaires marins du Crétacé inférieur du rocher de St Eucher, afin d'exploiter du granulat (localisation en Figure 66). Nous y avons découvert la présence d'une faille importante affectant le Crétacé. Cette faille, d'orientation NNE-SSW à NE-SW, est matérialisée par une zone broyée d'environ 10 m (Figure 78a). Des traces de remontées karstiques ascendantes sont visibles le long du plan majeur (Figure 78b). Ce type de figures morphologiques se retrouve régionalement dans les cavités formées par des remontées de fluides hydrothermaux souvent associés à la chimie des dépôts triasiques (Audra et al., 2002). Les cavités connues se situent à proximité de failles majeures. Celles décrites dans la littérature sont la grotte de l'Adaouste (flanc sud du pli de Mirabeau) et la grotte aux champignons (flanc sud de la Montagne Ste Victoire) (Audra et al., 2002). Des formes similaires, associées à des dépôts de calcite hydrothermale ont également été retrouvées dans la carrière de Mirabeau au niveau du flanc nord du pli (Mocochain, comm. perso., vérifiée). La présence de ces traces hydrothermales d'origine triasique suggère que la faille de la carrière de St Eucher puisse être un accident important.

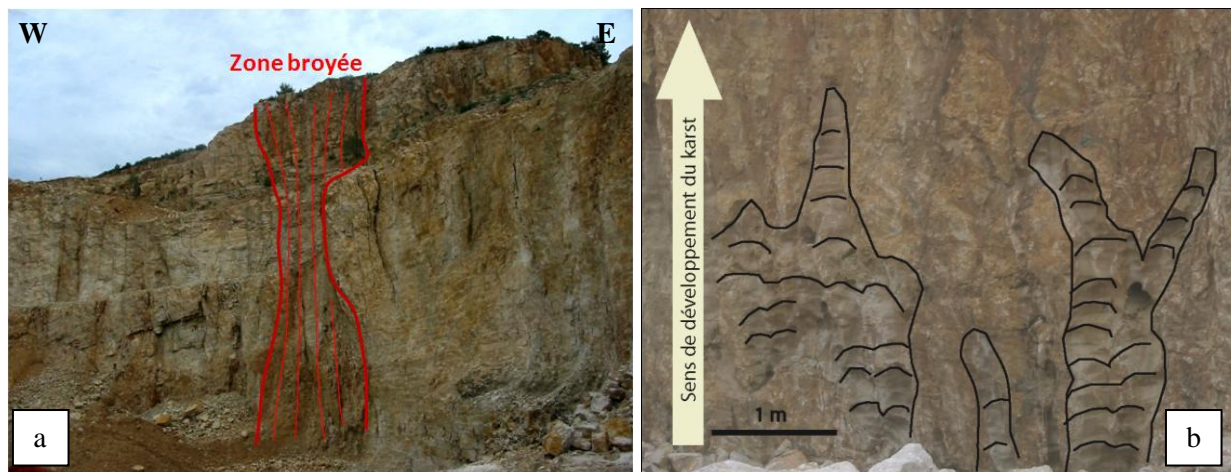


Figure 78: a) Photographie de la faille de la carrière de St Eucher. b) Figures karstiques le long du plan de faille témoignant d'une karstogenèse ascendante (par remontée de fluides hydrothermaux : Audra et al., 2002)

Une étude microtectonique a été entreprise dans la zone broyée de la carrière. Elle a été facilitée par la bonne préservation des tectoglyphes et de leur chronologie relative (recoupements de stries, voir Figure 79). Deux cinématiques ont pu être identifiées. La plus ancienne correspond à des failles normales associées à une extension d'orientation N100°E (Figure 79). Cette cinématique est connue dans la région comme résultant de la phase oligocène (Rupélien) (e.g. Villéger, 1984 ; Bergerat, 1987 ; Hippolyte et al., 1993). La seconde phase, postérieure, est caractérisée par du décrochement senestre résultant de contraintes compressives orientées N-S (Figure 79). Cette phase post-oligocène est compatible avec la cinématique miocène de la FMD au niveau de Meyrargues (Guignard et al., 2005), ou la cinématique plio-quaternaire du secteur de Corbières-St Eucher (Guignard, 2002 ; cette thèse, Figure 66 ; Figure 71). Dans les deux cas, elle résulterait obligatoirement d'une réactivation post-oligocène.

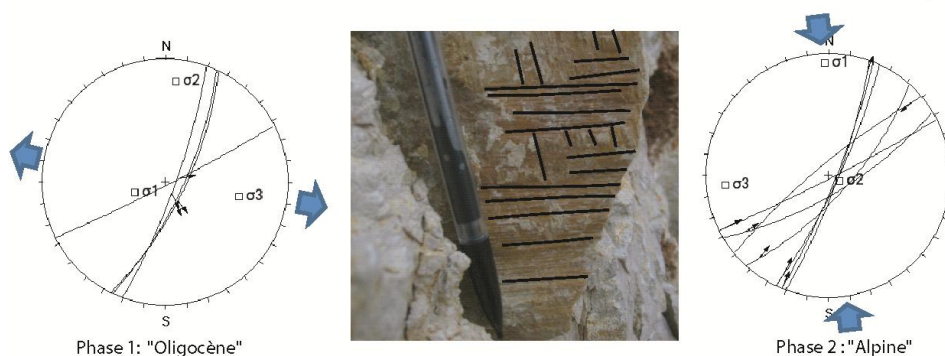


Figure 79: Directions de contraintes déduites des mesures microtectoniques dans la carrière de St Eucher. La photographie montre l'expression des phases tectoniques différenciées et leur chronologie relative, les stries verticales (mouvement normal) étant recoupées par les stries horizontales (mouvement senestre).

La continuité vers le Nord de cette faille a été recherchée sur le flanc nord du Rocher de Saint-Eucher et n'a pas été retrouvée en direction du segment supposé de Corbière-St Eucher. A cet endroit, des

dépôts attribués au Miocène et au Pliocène (Valensole II) affleurent assez bien, mais de manière discontinu. Plusieurs hypothèses sont possibles :

- Soit la faille de la carrière se poursuit dans une zone où les affleurements sont inexistant.
- Soit elle est cachetée par les formations du Valensole II, limitant son activité entre l'Oligocène et le Pliocène.
- Soit l'orientation régionale de la faille est trop oblique par rapport à la zone investiguée. Dans ce cas, la faille de la carrière ne pourrait pas être extrapolée jusqu'au segment supposé de Corbières-St Eucher.

Quoiqu'il en soit, il semble difficile aujourd'hui d'extrapoler un segment unique de faille de Corbières à St Eucher sur ces seules observations de terrain.

II-3-3-6) DISCUSSION ET CONCLUSIONS

II-3-3-6-A) LES DEFORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES

Les données disponibles montrent sans ambiguïté l'existence de déformations à l'Est du segment principal de la Faille de la Moyenne Durance dans un triangle compris entre Corbières, Baumont de Pertuis et le rocher de Saint Eucher. Cette déformation se caractérise par (i) le basculement de la surface d'abandon du Valensole II vers l'Est le long du segment principal de Baumont de Pertuis, (ii) la présence de nombreux galets striés, voire cisailés (Guignard et al. 2005), (iii) la présence de failles mesoscopiques affectant le Valensole II, (iv) la déviation systématique à contre pente du réseau hydrographique secondaire, qui semble difficile à expliquer avec des mécanismes autres que tectoniques. D'ailleurs, l'ensemble de ces éléments est cohérent en terme d'orientation des contraintes tectoniques et de cinématique de faille.

II-3-3-6-B) LE TRACE

Guignard et al. (2005) avaient proposé le tracé d'un segment de faille sur la base de (i) la déviation (en plan) du réseau hydrographique secondaire et (ii) d'anomalies verticales dans les profils en long des cours d'eau de ce réseau. Nous avons montré dans ce chapitre que ce deuxième élément correspondait à des artefacts et n'est donc pas pertinent.

Les profils électriques réalisés ont montré l'existence d'anomalies électriques, parfois associées à une différence d'altitude de la base du Valensole II (profil Corbière 2) à proximité des zones de déviation du réseau de drainage. Cette géométrie est interprétée comme résultant de la présence d'une faille affectant les terrains pliocènes du Valensole II.

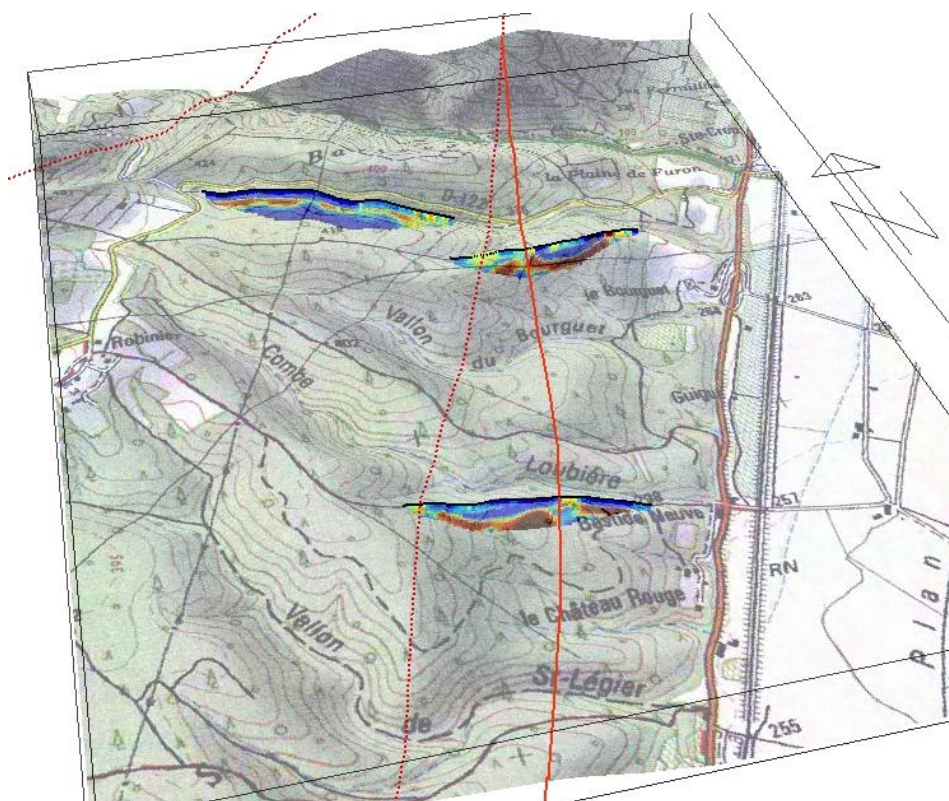


Figure 80: Représentation des données électriques en trois dimensions et trace déduite de la faille supposée de Corbières St Eucher (en trait plein), comparée à la trace proposée par Guignard (trait pointillé).

Une représentation spatiale en 3 dimensions est présentée en Figure 80. L'orientation de la faille supposée d'après les deux profils est similaire à celle proposée par Guignard et al. (2005), soit N20°E environ. Par contre, nous proposons un tracé décalé d'environ 200 à 300 m vers l'Est (Figure 80). Notons que ce tracé n'est contraint avec précision qu'au niveau du profil Corbières 2 (Figure 80) (anomalie de résistivité + décalage de la base du Valensole II). Ce tracé est légèrement différent de celui déduit des anomalies morphologiques (Figure 77), suggérant que si les déviations à contre pente du réseau de drainage résultent bien de déformations tectoniques, des processus d'érosion doivent interférer pour expliquer la géométrie du réseau (recul des anomalies de drainage par érosion régressive ?).

II-3-3-5-c) LES VITESSES

En considérant que les déviations systématiques des drains à contre pente avec un décalage apparent senestre repérées par Guignard et al., (2005) résultent de l'activité d'un segment de faille appartenant au système de la FMD, elles peuvent donc être utilisées pour quantifier les vitesses de la faille durant le Quaternaire. Les valeurs des décalages sont obtenues en mesurant la distance perpendiculaire existante entre les parties du drain situées respectivement en amont et en aval du décalage. Ces valeurs varient entre 100 et 140 m. L'âge de mise en place du réseau correspond à l'âge d'abandon de la surface du Valensole II, soit 2 Ma (Clauzon, 1996), voire 1,8 Ma (Dubar et al., 1998). Toutefois, il n'est pas exclu que la mise en place des hautes terrasses détectées par la géophysique et la

cartographie ait réinitialisé le signal morphologique. Ainsi, deux hypothèses peuvent être posées concernant l'âge du début de la mise en place des anomalies :

- Soit cet âge correspond à l'âge de la surface d'abandon du Valensole II (la mise en place des terrasses hautes ne réinitialise pas le signal morphologique), alors la vitesse de déplacement horizontal déduite est de 120 ± 20 m en 2 Ma, soit 0.06 ± 0.01 mm/an.

- Soit il correspond à la mise en place des terrasses hautes (d'âge probablement Günz) et la vitesse de déplacement horizontal à retenir est de 120 ± 20 m en 800 ka, soit 0.15 ± 0.03 mm/an.

Notons par ailleurs que le basculement de la surface d'abandon du Valensole II datée à 2 Ma (Clauzon, 1996) a permis de calculer une vitesse de surrection le long du segment principal de Baumont de Pertuis. Elle est de 0.038 ± 0.008 mm/an.

De manière générale, des investigations supplémentaires sont nécessaires afin de confirmer et de préciser le tracé du segment de faille de Corbière-St Eucher (généralisation de l'emploi de la tomographie électrique, tranchées, H/V...). L'analyse des relations entre les signaux sédimentaires (mise en place des terrasses), érosifs (l'érosion régressive peut elle expliquer le recul des anomalies morphologiques par rapport au tracé actuel suggéré ?) et tectoniques (basculement de la zone vers l'Est) doit être faite avec précision afin de comprendre les processus aboutissant à cette morphologie particulière. De plus, la recherche et l'étude du canyon messinien de la Durance, qui doit se situer à l'aplomb de cette zone (Clauzon, 1979) permettrait (i) de savoir si les fortes variations d'altitude observée de la base du Valensole II peuvent résulter ou non de processus sédimentaires résultant du remplissage du canyon et (ii) de servir de marqueur local pour quantifier d'éventuelles déformations tectoniques.

II-4) LA DEFORMATION RECENTE DANS LA ZONE DE RELAI ENTRE LA FMD ET LA FAILLE D'AIX: INTERACTIONS ENTRE LA FAILLE ET LA DURANCE MESSINIENNE A ACTUELLE

II-4-1) AVANT PROPOS

Cette étude s'appuie en partie sur un travail initié par une collaboration CEREGE-IRSN en 2004. Ainsi, la majorité des profils électriques présentés dans ce chapitre ainsi que les données préliminaires de mesures de bruit sismique ont été réalisés dans le cadre de ce projet. Les résultats de ces travaux sont consignés dans un rapport IRSN (Cushing et al., 2005). Le travail réalisé dans le cadre de la thèse a été de réinterpréter les données électriques à la lumière de nouveaux forages financés par le CEA de Cadarache, de compiler les données de forages disponibles pour le Messinien et le Quaternaire ainsi que d'homogénéiser et de compléter les données H/V. Ce dernier point a été réalisé dans le cadre du stage de Master 1 de Thomas Aubry, intitulé « Utilisation de méthodes géophysiques et application à la tectonique active en Provence » que j'ai co-encadré durant l'été 2008.

II-4-2) INTRODUCTION

Guignard et al., (2005) proposent que la faille d'Aix permette la propagation de la déformation récente le long de la FMD vers le Sud, via un segment de faille qui traverse la vallée actuelle de la Durance. Si au Sud de la vallée, la faille est bien identifiée par le contact entre le Crétacé et l'Oligocène qui affleure le long du canal de Provence au niveau de la commune de Meyrargues (Figure 81), sa continuité vers le Nord est incertaine et les auteurs proposent deux tracés possibles (Figure 82) : le tracé occidental correspond à la limite Crétacé-Oligocène (comme au Sud), tandis que le tracé oriental est constitué par une faille qui décale en senestre les calcaires lacustres du Crétacé supérieur et qui traverse le massif calcaire de Mirabeau. Dans ce secteur, la vallée actuelle de la Durance est surimposée à son cours messinien (Clauzon, 1979). Le but de cette étude est d'imager : (i) le tracé de la faille et (ii) la morphologie actuelle du canyon messinien de la Durance, ceci afin de contraindre la géométrie de l'intersection entre la FMD et le canyon et de reconstituer les déformations éventuelles subies postérieurement à sa mise en place. Pour cela, nous utiliserons une étude de tomographie par résistivité électrique, l'interprétation de mesures de bruit sismique (données H/V), ainsi qu'une compilation des données de forages (existants et nouveaux). Cette dernière approche permettra également une vision à grande longueur d'onde sur tout le secteur de la Basse Durance.

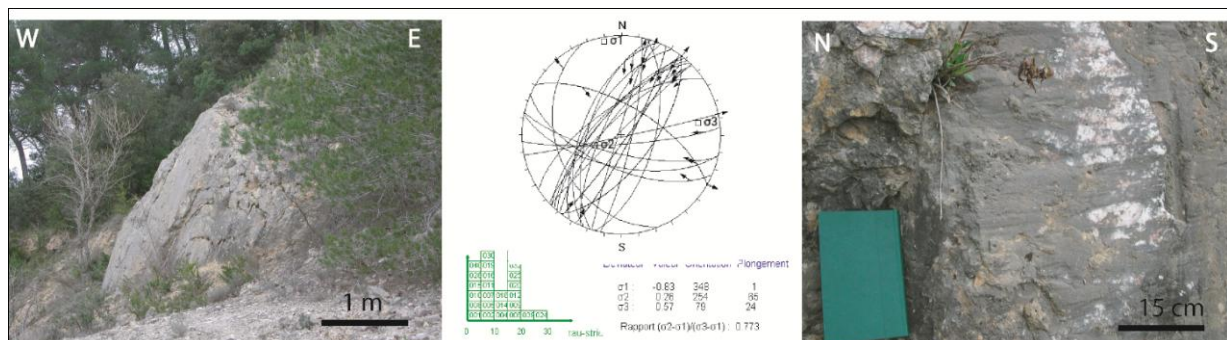


Figure 81 : a) photo du plan de faille de la Moyenne Durance à Meyrargues (rive gauche de la Durance), qui met en contact le calcaire crétacé inférieur avec les conglomérats oligocènes. b) Cinématique de la dernière phase tectonique visible (mesures : O. Bellier). c) détail du plan de faille montrant les deux cinématiques visibles, les stries décrochantes recoupant les cannelures normales.

II-4-3) IMAGERIE ELECTRIQUE DE L'INTERSECTION FMD- CANYON MESSINIEN DE LA DURANCE

Grâce à sa sensibilité aux teneurs en eau et au pourcentage d'argiles dans les roches (e.g. Revil et al., 1998), la méthode d'imagerie par tomographie électrique est un bon outil pour étudier les canyons messiniens et leur remplissage. Nous avons d'abord testé la résistivité *in-situ* des marnes pliocènes (dépôt marin du Gilbert delta) sur 4 échantillons. Les valeurs obtenues sont de l'ordre de 10 à 20 Ω.m. Le même type de mesure a été réalisé sur les conglomérats (partie continental du Gilbert delta). Les valeurs sont de l'ordre de 200 à 400 Ωm. Il existe donc un contraste important entre ces deux formations. La tomographie par résistivité électrique est donc un bon outil pour imager la transition marin-continental du Gilbert delta, marqueur morphologique numéro 3 du modèle de Clauzon (1999) (voir paragraphe II-2-1, Figure 59).

Nous avons ainsi réalisé dix profils au niveau de l'intersection entre le canyon messinien de la Durance et le tracé de la FMD (5 profils E-W et 5 N-S) (Figure 82). La méthode d'acquisition utilisée est la méthode Wenner (voir paragraphe II-2-2) avec 64 électrodes espacées de 20m, ce qui nous a permis d'imager les résistivités jusqu'à une profondeur de 150m environ.

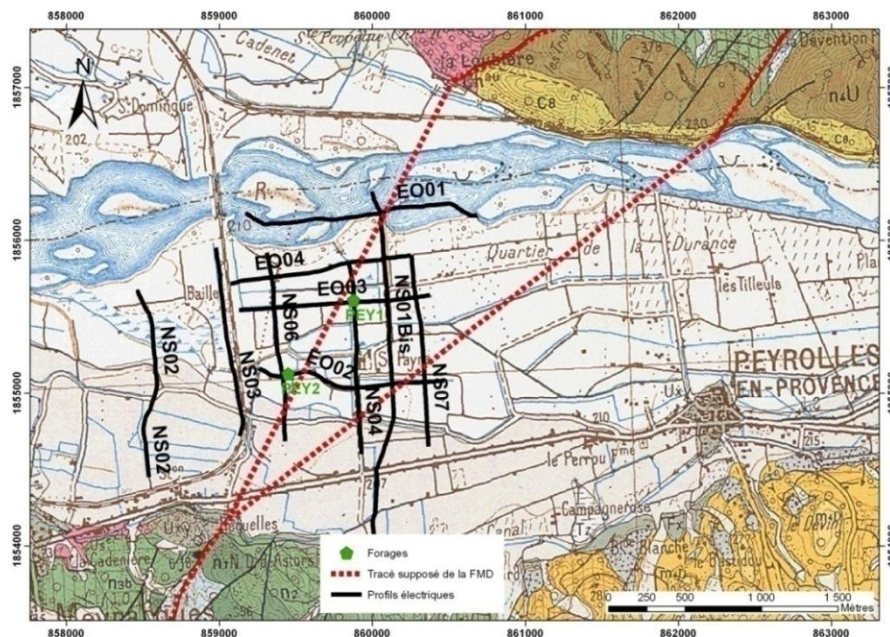
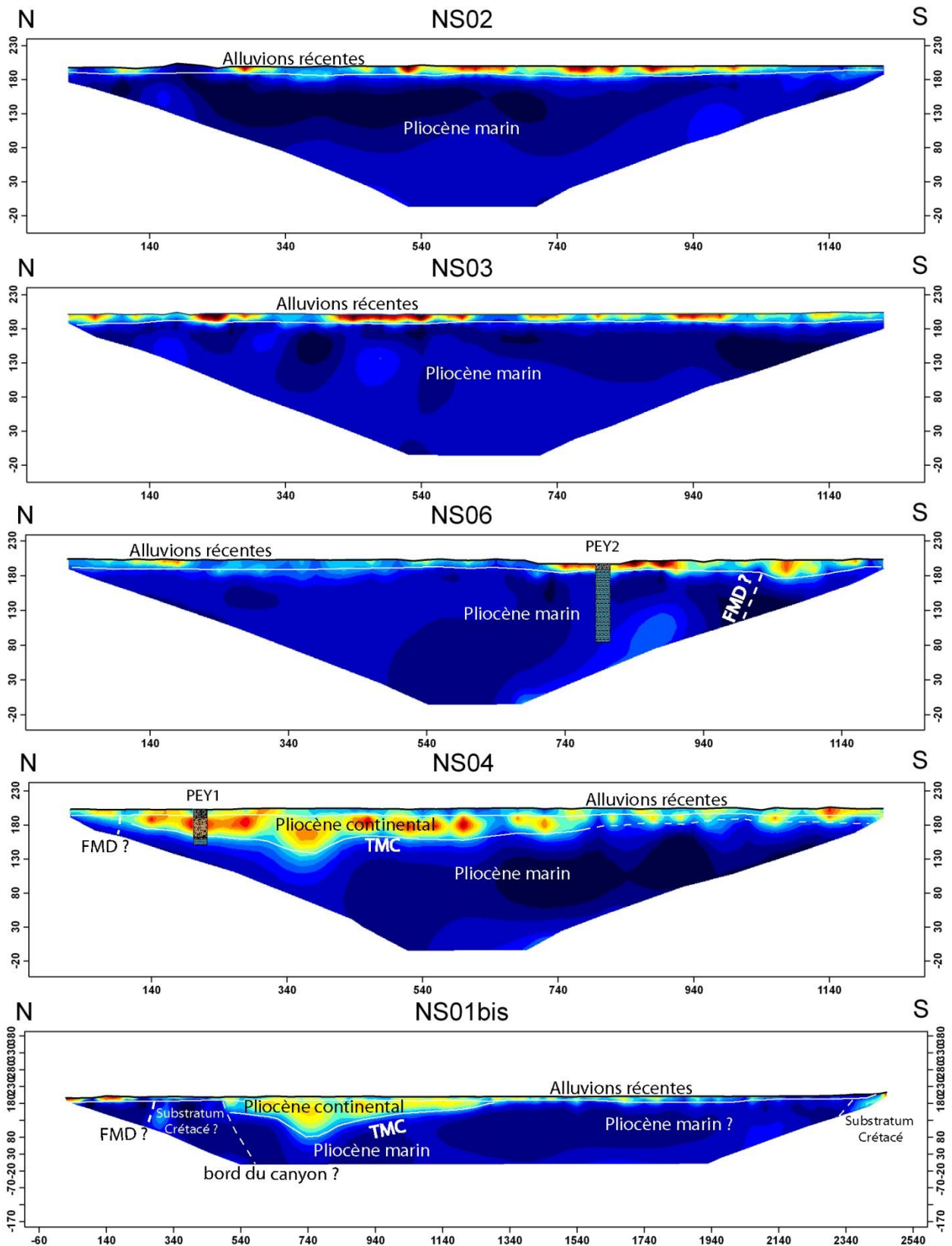


Figure 82: Localisation des profils électriques réalisés dans le secteur de Peyrolles, des forages et des deux tracés supposés pour la FMD.

II-4-3-1) PROFILS N-S :

Sur tous les profils, les 10 premiers mètres correspondent à la terrasse alluviale actuelle de la rivière. Sous cette formation résistive, les profils de la partie orientale de la zone investiguée montrent un corps résistant allongé (présentant des résistivités moyennes de l'ordre de $200 \Omega.m$) qui s'épaissit vers l'Est (profils NS04, NS01bis et NS07) (Figure 83). Ce corps résistant, large de plus de 1000 m, est absent sur les profils occidentaux (profils NS02, NS03, NS06) (Figure 83), le substratum étant toujours constitué par une formation conductrice ($\approx 20 \Omega.m$). Le niveau piézométrique étant très superficiel (environ 2 m sous la surface), toute la section imagée est saturée en eau. Le contraste entre le corps résistant et conducteur peut donc être interprété comme résultant d'un changement de lithologie, qui a été vérifiée grâce à des forages réalisés spécialement pour cette étude (Figure 85). Ces forages indiquent que le substratum de la terrasse actuelle est constitué par des marnes bleues pliocènes correspondant à la partie marine du remplissage du canyon messinien de la Durance. La formation résistive sus-jacente, présente uniquement dans la partie Est, correspond à des sables et conglomérats pliocènes constituant la partie continentale du remplissage du canyon. Ces observations sont cohérentes avec les valeurs de résistivité déduites des profils et les mesures réalisées *in-situ* sur ces deux formations. Le contraste de résistivité observé sur les profils orientaux correspond donc à la transition marin-continentale du Gilbert delta (TMC), défini dans le paragraphe II-2-1. Le fond du canyon n'a pas pu être imagé (Figure 83). Il se situe donc à plus de 170 m de profondeur des deux côtés de la FMD.



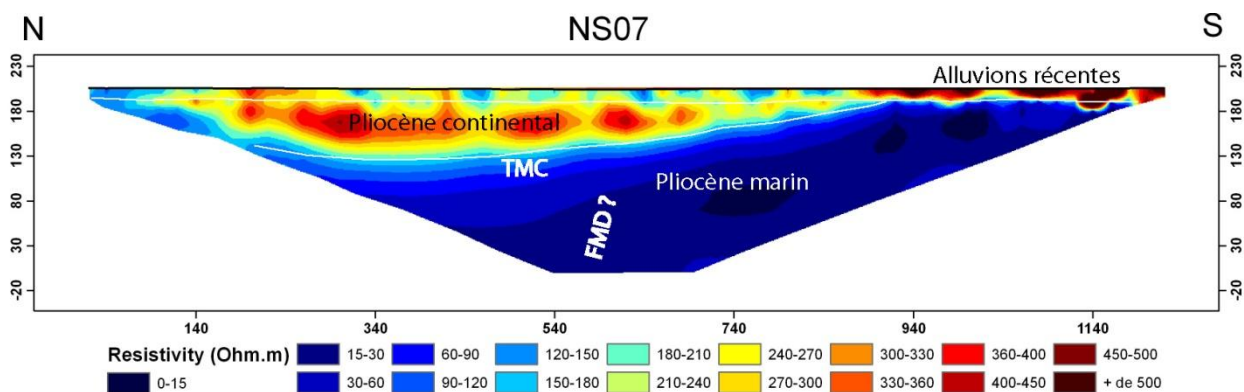
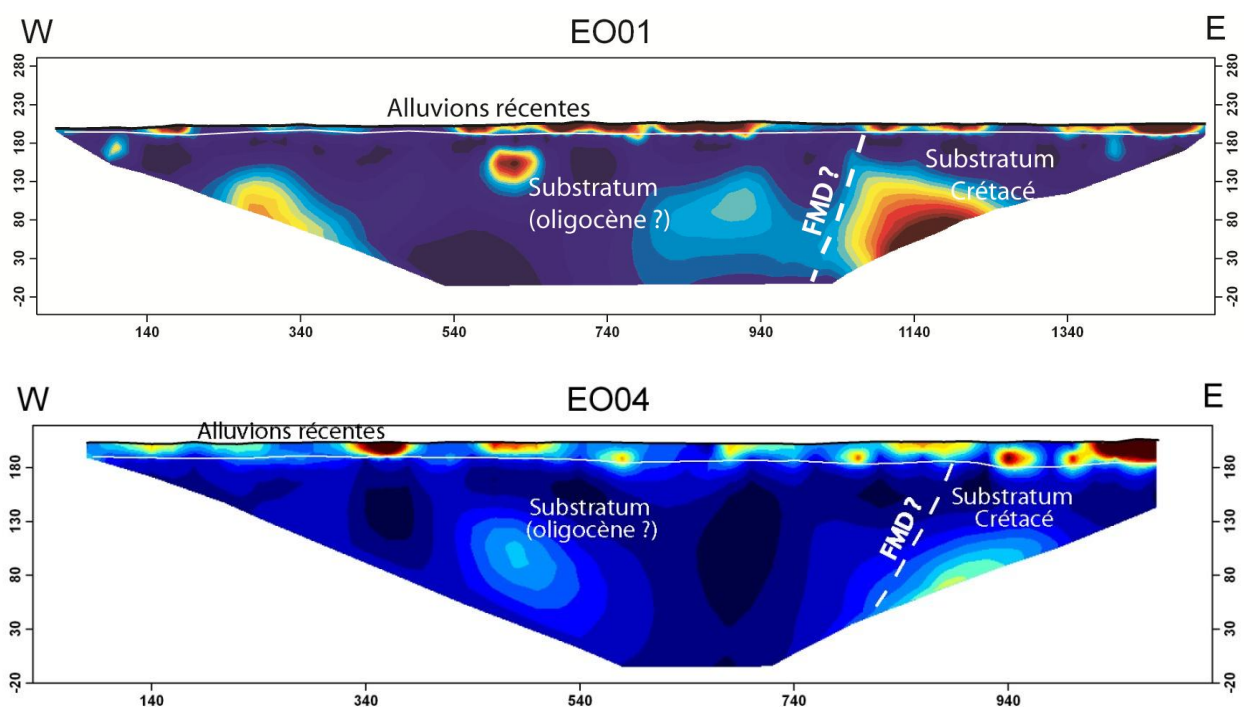


Figure 83: Profils N-S de tomographie électrique du secteur de Peyrolles-en-Provence.

II-4-3-2) PROFILS E-W

Les profils E-W montrent une augmentation progressive vers l'Est de l'épaisseur du corps résistant mis en évidence sur les profils N-S (Figure 84). Hormis le plus septentrional, tous les profils montrent un substratum conducteur pouvant être interprété (grâce aux données de forages) comme étant les marnes marines pliocènes. Le profil le plus au Nord (EO01) présente un substratum hétérogène, avec une zone plus conductrice à l'Est qu'à l'Ouest (Figure 84). Les données de forages disponibles (notamment ceux de la gravière de Durance Granulat) montrent que ce profil a été implanté en dehors du canyon messinien (Nord de la paléo-vallée). Le substratum peut donc être interprété en fonction des affleurements présents en rive droite de la vallée actuelle. La partie orientale, résistive, correspondrait aux conglomérats oligocènes. La partie occidentale, plus conductrice, correspondrait aux marno-calcaires du Crétacé inférieur. Notons également que le contraste observé dans le substratum peut être interprété comme la trace de la faille occidentale proposée par Guignard et al., (2005) (Figure 84).



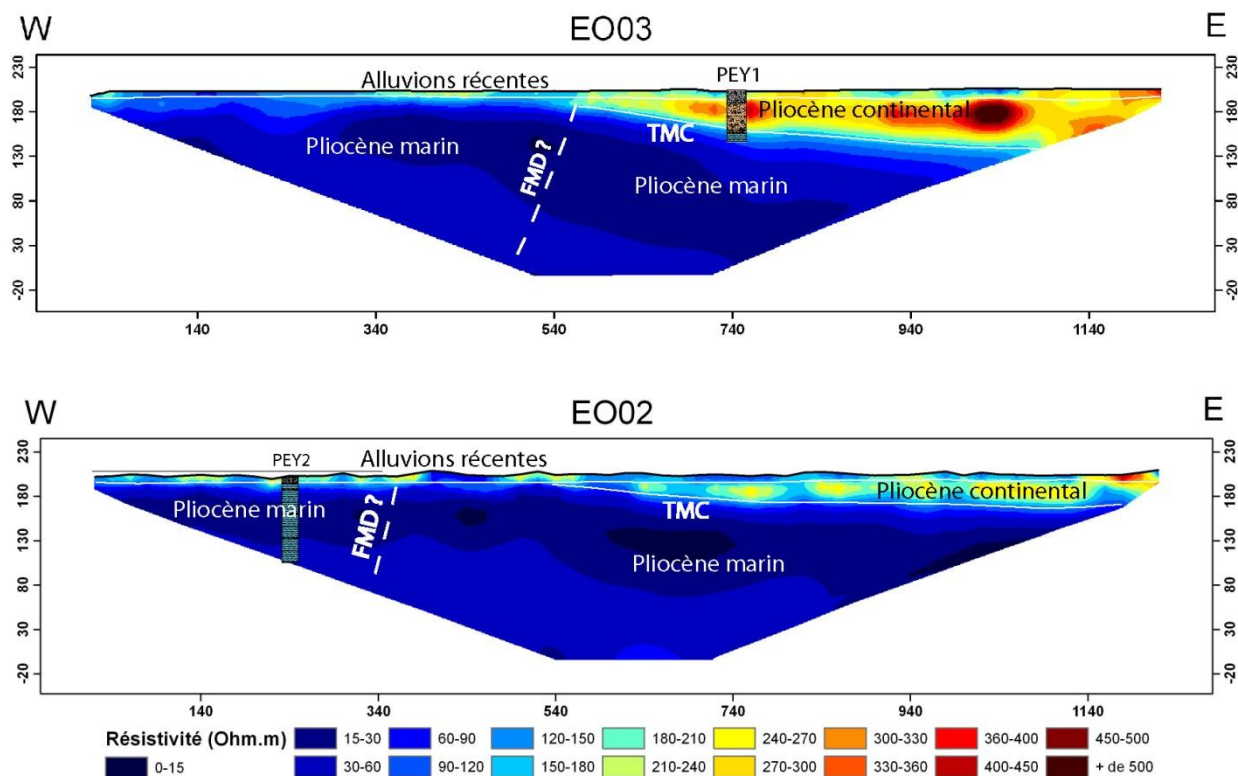


Figure 84: Profils E-W de tomographie électrique du secteur de Peyrolles-en-Provence.

II-4-3-3) FORAGES

Deux forages ont été réalisés dans le cadre de cette étude afin de confirmer nos interprétations (Figure 85 ; localisation en Figure 82): le forage PEY1 a été implanté au niveau de l'intersection entre des profils EO03 et NS04 afin de confirmer que le contraste observé correspondait bien à la TMC. Le forage PEY2, implanté proche de l'intersection entre le profil EO02 et NS06 a permis de confirmer la présence de marnes bleues pliocènes directement sous les alluvions récentes et de chercher l'éventuelle base du canyon suggérée par une légère augmentation des résistivités vers le bas du profil (Figure 84, profil EO02). Le forage PEY2 a montré que cette augmentation est due à un niveau aquifère de quelques mètres un peu plus silteux à l'intérieur des marnes bleues pliocènes.

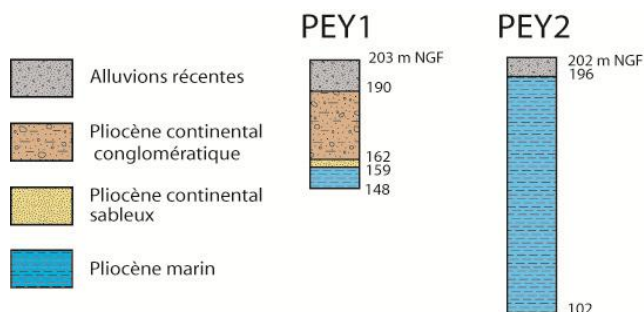


Figure 85 : Logs des forages réalisés dans le cadre de cette étude.

II-4-3-4) RECONSTITUTION 3D DE LA TRANSITION MARIN-CONTINENTALE

La compilation de ces dix profils à permis la reconstitution 3D de la TMC (Figure 86 et Figure 87), théoriquement horizontale lors de sa formation. Cette représentation permet de localiser les limites d'extension du remplissage continental du canyon. Sous les 10 m d'épaisseur de la terrasse alluviale actuelle, la TMC est profonde à l'Est (jusqu'à 100 m d'épaisseur de conglomérats pliocènes), alors qu'elle est absente à l'Ouest (Figure 86 et Figure 87). La limite entre la présence et l'absence de dépôts continentaux dans le canyon messinien correspond à la trace de la faille la plus occidentale proposée par Guignard et al. (2005). La trace de la faille orientale ne semble pas avoir d'interaction avec la géométrie du remplissage messinien (Figure 86 et Figure 87).

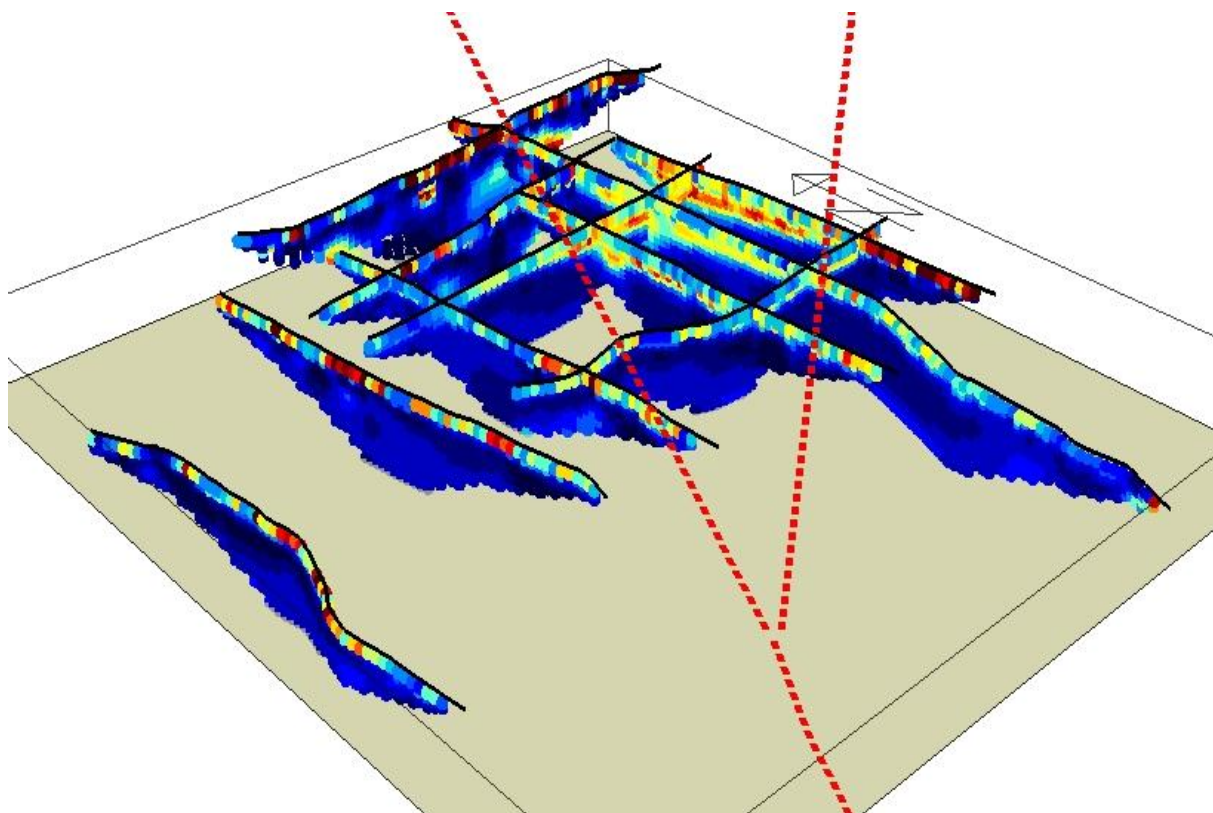


Figure 86: Représentation 3D des profils de résistivité électrique réalisés dans le secteur de Peyrolles-en-Provence.

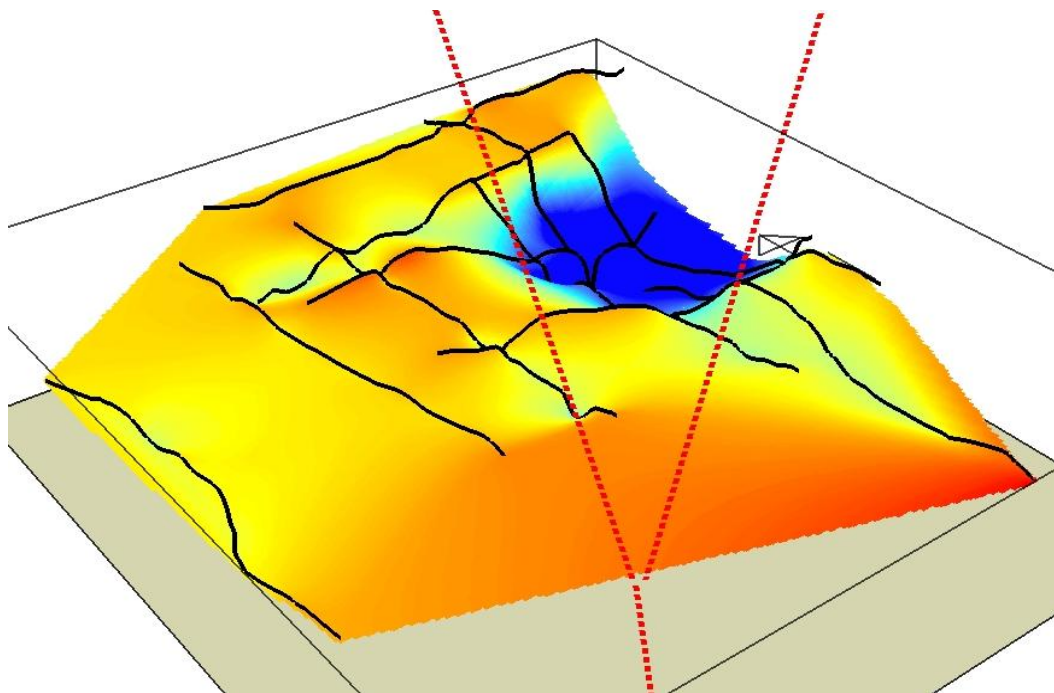


Figure 87: Reconstitution 3D de la transition marin-continental à partir de l'interprétation des profils de résistivité électrique.

II-4-3-5) MECANISME DE LA DEFORMATION DE LA TRANSITION MARIN-CONTINENTALE

La compaction des marnes bleues: Les profils E-W montre que les phénomènes de compaction des marnes bleues peuvent aboutir à des déformations non négligeables de la TMC. En effet, sur tous les profils perpendiculaires au canyon, la TMC se présente sous une forme concave (Figure 84 et Figure 86). Cette forme pourrait résulter d'une compaction différentielle (qui peut atteindre plusieurs dizaines de mètres) liée à une épaisseur des marnes bleues plus importante au centre du canyon que proche des flancs. Cette compaction permet de suggérer que le talweg du canyon messinien se situe à l'aplomb des zones où la TMC est la plus basse. Dans ce cas, le canyon présenterait une orientation quasi E-W dans la partie orientale de la zone investiguée (Figure 86 et Figure 87).

Les déformations tectoniques plio-quaternaires : La disparition vers l'Ouest de la TMC ne peut pas être imputée à la compaction différentielle. En effet, la compaction est fonction de l'épaisseur des marnes bleues. Or, à cause de l'érosion régressive messinienne, les marnes sont initialement plus épaisses en aval (à l'Ouest) qu'en amont, la compaction devant donc y être plus forte et la TMC plus basse qu'à l'Est. La disparition de la TMC peut être interprétée comme résultant d'un mouvement tectonique à composante inverse le long de la FMD. Le pendage (10° vers l'Est) de la TMC à l'Est de la faille (Figure 84 et Figure 86) pouvant résulter d'une déformation de type pli d'entraînement (crochon de faille). Cette interprétation est compatible avec la géométrie et la cinématique plio-quaternaire le long de la FMD (Guignard et al., 2005) (Figure 81).

II-3-3-6) DETERMINATION DES VITESSES DE DEPLACEMENT A PARTIR DE LA DEFORMATION DE LA TRANSITION MARIN-CONTINENTAL

La TMC est une surface initialement horizontale et diachrone (Clauzon, 1999). L'âge de la remise en eau pliocène est de 5.32 Ma (Clauzon et al., 1996). Cet âge marque le début de la mise en place du Gilbert delta et donc l'âge maximum de la TMC. Les seules datations régionales précises de la TMC disponibles concernent le Rhône, où des micromammifères ont donné un âge de 4.8 Ma à Péage de Roussillon (250 km en amont de l'exutoire) et 4.6 Ma à Bégude de Saze (60 km en amont de l'exutoire) (Aguilar et al., 1989). Elles montrent que le phénomène d'aggradation fluviale est très rapide à l'échelle géologique (environ 200 km en 200 ka soit ≈ 1 m/an). La chute du niveau marin consécutive à l'épisode eustatique TB 3.5 daté à 3.8 Ma (Haq et al., 1987) a stoppé l'aggradation fluviale (Clauzon et al., 1995). Compte tenu des datations en vallée du Rhône, de la vitesse rapide de progradation du Gilbert delta et du contexte eustatiques, l'âge probable de la TMC peut être estimée dans ce secteur entre 4.5 et 5 Ma. Le décalage vertical minimum mis en évidence par l'étude de résistivité électrique le long de la faille est de l'ordre de 100 m. La vitesse de déplacement plio-quaternaire minimum le long de la FMD est donc d'environ 0.02 mm/an, sous réserve que le tassement différentiel de part et d'autre de la faille soit similaire (à cette échelle très locale il doit l'être !). Etant donné la non-préservation de la TMC à l'Ouest de la FMD, il n'est pas possible de proposer une quantification de la déformation horizontale à partir de ce marqueur.

II-4-4) INVESTIGATIONS H/V DE L'INTERSECTION CANYON MESSINIEN / FMD

La méthode d'investigation des canyons messiniens grâce à la méthode de Nakamura (H/V) (Nakamura, 1989) permet d'imager une interface entre deux formations présentant un fort contraste de vitesse d'onde S. Elle a été testée avec succès par Schlupp et al. (2001) dans la vallée du Rhône pour imager la surface d'érosion messinienne (marqueur 2 de Clauzon, 1999 ; voir paragraphe II-2-1).

II-4-4-1) ESTIMATION DE V_s POUR LE REMPLISSAGE DU CANYON MESSINIEN DE LA DURANCE.

La méthode de la mesure du bruit de fond sismique ou méthode H/V permet de restituer l'épaisseur h d'une couche sédimentaire présentant des vitesses de propagation d'ondes S plus faible que son substratum, en mesurant sa fréquence de résonance (f_0). La formule liant l'épaisseur à la fréquence étant :

$$h = V_s / (4f_0) \quad (A)$$

La vitesse peut être estimée par diagraphie sonique dans un forage, mais aussi en mesurant la fréquence de résonance f_0 à l'aplomb d'une série d'épaisseur connue, comme un forage. Des mesures ont été réalisés à l'aplomb du forage de Mirabeau (Cushing et al., 2005). En connaissant l'épaisseur et en mesurant la fréquence, on en déduit une vitesse V_s moyenne de l'ordre de 800m/s (Cushing et al., 2005).

Cette vitesse est du même ordre que celle proposée par Schlupp et al. (2001) pour le pliocène marin de la vallée du Rhône. Nous utiliserons donc cette valeur pour l'ensemble des résultats présentés.

II-4-4-2) RETRAITEMENT DES DONNEES IRSN

Dans le cadre de sa collaboration avec le CEREGE, l'IRSN a réalisé trois sessions de mesures H/V (octobre 2004, février 2005 et juin 2005), totalisant 230 points (avec 15 à 20 minutes d'acquisition par point) (Figure 88). Un manque de concordance entre les résultats d'une campagne à une autre a été observé. Il est possible de l'expliquer d'une part par l'hétérogénéité des traitements, effectués avec deux versions de logiciel différentes, et d'autre part par le fait que les mesures n'ont pas toutes été interprétées par les mêmes opérateurs. Il s'avérerait donc indispensable de reprendre ces données, d'homogénéiser les traitements et de les réinterpréter de manière globale.

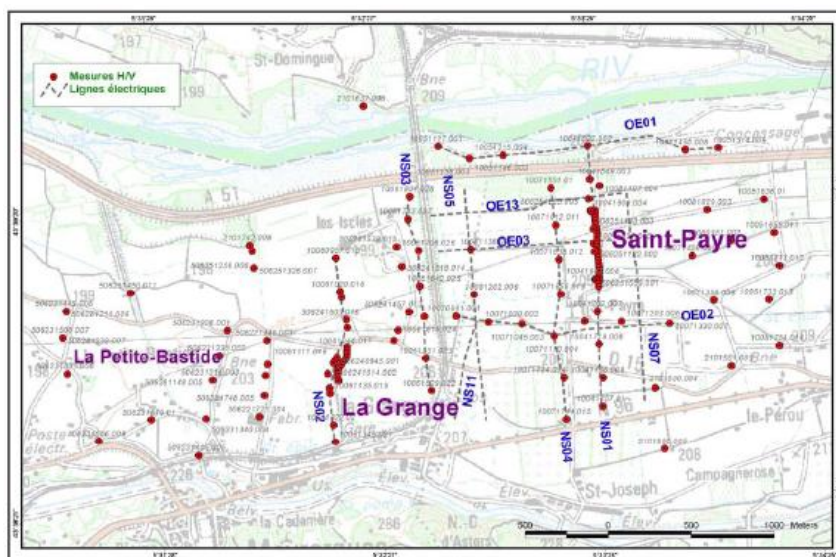


Figure 88 : Localisation des points de mesure H/V réalisés par l'IRSN entre 2004 et 2005 (d'après Frise, 2005).

II-4-4-3) INTERPRETATION DES DONNEES IRSN

Pour son interprétation, l'IRSN n'avait utilisé que le pic principal (pic d'amplitude maximale) apparaissant sur chaque mesure. Le travail effectué a permis de mettre en évidence l'existence de 3 familles de pics correspondant à 3 gammes de fréquences différentes : (i) les basses fréquences (0,2 à 0,6 Hz), (ii) les moyennes fréquences (0,8 à 3 Hz) et (iii) les hautes fréquences (10 à 50 Hz). Chaque pic identifié par gamme de fréquence a été retenu et classé selon deux critères : (i) l'amplitude du pic et (ii) sa qualité en fonction de l'allure de la courbe et de son écart-type. Chaque famille de pics correspond à une interface particulière. Les profondeurs de ces interfaces ont été calculées en appliquant l'équation (A). Les hautes fréquences correspondent à une interface située à environ 15 m de profondeur. Elle peut être interprétée comme la base des alluvions récentes de la Durance. Les moyennes fréquences correspondent à une interface située à une profondeur moyenne voisine de 200 m, qui correspond probablement à la surface d'érosion du canyon messinien. Enfin, les basses fréquences correspondent à une structure encore

plus profonde (≈ 700 m). Il s'agit probablement d'une interface située dans la couverture sédimentaire anté-messinienne.

II-4-4-4) REPETITIVITE DES MESURES

Nous avons également observé un problème de répétitivité entre différentes mesures effectuées au même endroit à deux périodes différentes. Une seule acquisition de 15 ou 20 minutes par point n'est probablement pas suffisante, en raison de la possible présence de bruits parasites naturels (vent) ou anthropiques (routes, bruits industriels) susceptibles d'altérer la qualité des résultats. Afin de tester la répétitivité et la pertinence des mesures, nous avons suivi un protocole différent, en procédant à des acquisitions d'1h20 par point, en quatre séquences de 20 minutes. Les 6 premières mesures ont été effectuées sur des points déjà mesurés lors de la campagne IRSN afin de pouvoir comparer nos résultats avec ceux existants. Lorsque les pics de fréquence sont clairement identifiables et similaires sur les quatre séquences mesurées, cela nous permet d'attribuer ces pics à une vibration naturelle du sol et non à un bruit parasite. Nous avons ensuite synthétisé les résultats en calculant la moyenne des fréquences pour les 4 séquences (Figure 89). La comparaison des mesures réalisées montre une nette différence de qualité dans les données et traduit la nécessité d'utiliser ce protocole d'acquisition dans le bon usage de la méthode H/V. Il n'a cependant pas permis la réinterprétation des 6 points IRSN remesurés, à cause de variations significatives de l'amplitude et de la fréquence des pics pour un même point. Les données IRSN seules sont donc difficilement exploitables. Ainsi, de nouvelles acquisitions ont été entreprises en nous appuyant néanmoins sur cette base de données pour le choix des points de mesure et le paramétrage des acquisitions. Toutes les mesures ont été réalisées sous les mêmes conditions climatiques (beau temps et pas de grand vent). Les 4 mesures d'un même point ont ensuite été compilées, moyennées et la valeur du pic de fréquence compris dans l'intervalle 0.5-5 Hz pour la courbe moyenne a été extraite de manière automatique grâce à un utilitaire Matlab (*réalisé par F. Hollender*) (Figure 89).

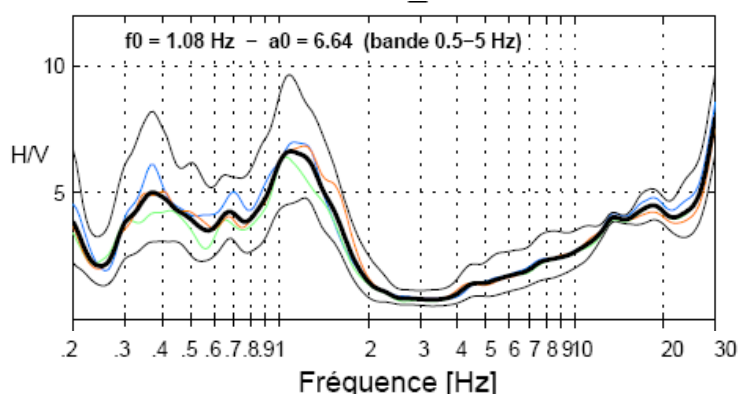


Figure 89 : Exemple de détermination du pic de fréquence H/V en un point donné. Les courbes fines correspondent chacune à une mesure de 20 minutes. Pour un même site, 5 mesures de 20 minutes ont été réalisées. La courbe en gras correspond à la moyenne des 5 mesures. La valeur maximum comprise dans les gammes de fréquences compatibles avec l'interface recherchée est ensuite extraite de manière automatique. L'exemple présenté correspond au point 7 du profil 4.

II-4-4-5) INTERPRETATION DE NOUVELLES MESURES H/V

Afin d'imager la surface d'érosion messinienne et son éventuelle déformation, 2 profils transversaux au canyon ont été réalisés de chaque côté de la FMD, à une distance d'environ 1 km de la faille afin de limiter au maximum les éventuels effets géométriques pouvant engendrer des artefacts (Figure 90). Le but est de déterminer les traces des talwegs du canyon messinien de la Durance afin de pouvoir quantifier la déformation horizontale et verticale le long de la faille. Pour chaque profil, 8 à 10 points, espacés de 150 m, ont été mesurés pendant 4 périodes de 20 minutes. Les profils 1 et 3 ont été réalisés à l'Ouest. Les profils 2 et 4 à l'Est (Figure 90). L'interprétation de l'épaisseur du remplissage pliocène à chaque point permet de reconstituer la morphologie de la surface d'érosion messinienne (marqueur 2, voir paragraphe II-2-1) (Figure 91).

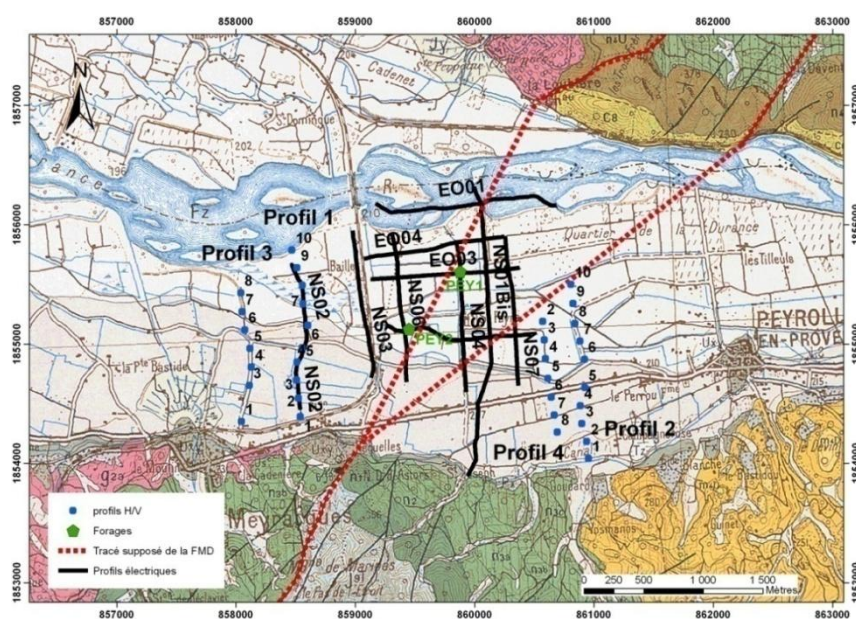


Figure 90 : Localisation des profils H/V réalisés dans le cadre de cette étude.

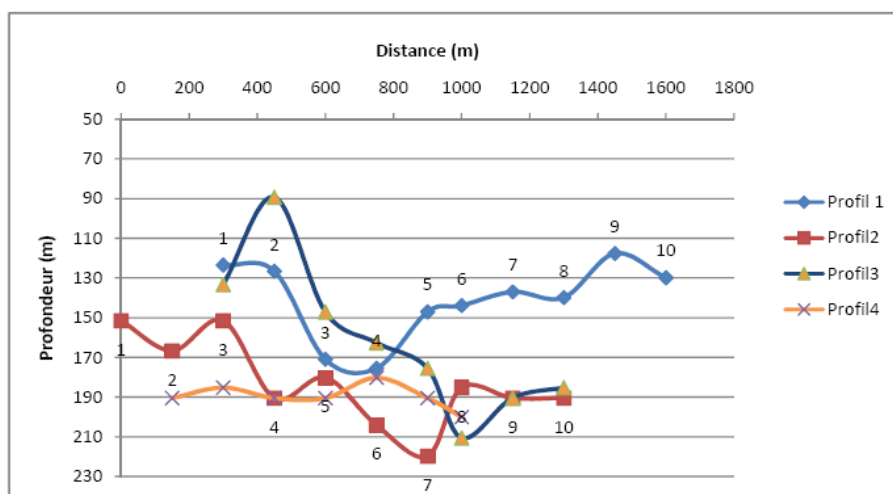


Figure 91 : Profils topographiques de la surface d'érosion messinienne construit à partir des données des nouveaux profils H/V.

II-4-4-5-A) A L'OUEST DE LA FMD (PROFILS 1 ET 3)

Le profil 1 indique une morphologie de vallée à fond plat située à une profondeur d'environ 140 m avec une incision de 30 m au niveau des points 3 et 4, pouvant être interprétée comme la trace du talweg du canyon messinien (Figure 91). Le profil 3 est plus complexe à interpréter. En effet, les points 1 et 2 présentent des pics de fréquence nettement moins marqués que les autres suggérant qu'ils ne correspondent pas à la même interface. La bordure méridionale du canyon doit donc se situer entre les points 2 et 3. L'altitude du fond du canyon ne peut pas être déterminée avec précision car aucun replat n'est mis en évidence. Cependant, elle semble nettement plus basse que pour le profil 1, avec des valeurs comprises entre 150 et 190 m (Figure 91). Le point 8 indique une profondeur de 210 m qui pourrait correspondre à la trace du talweg du canyon. Toutefois, une telle interprétation, basée sur un seul point de mesure, doit être considérée avec précaution.

II-4-4-5-B) A L'EST DE LA FMD (PROFILS 2 ET 4)

Le profil 4 présente des données très homogènes suggérant une morphologie de vallée à fond plat profonde de 190 m environ (Figure 91). Le profil 2 est constitué de données moins homogènes mais cohérentes avec celles du profil 4, indiquant un fond de vallée également à 190 m de profondeur. Un approfondissement de 30 m est visible à l'aplomb du point 7. Cet approfondissement pourrait être interprété comme la trace du talweg messinien. Cependant, elle ne semble pas en accord avec les données de résistivité électrique, basées sur la morphologie de la TMC, qui suggère une trace de talweg orientée E-W, située au Nord de la zone investiguée par le H/V (Figure 92). Notons néanmoins que les profils H/V se situent 500 m à l'Ouest de la zone investiguée par tomographie électrique (Figure 90) et qu'il n'est pas exclu que le tracé de la Durance messinienne ait pu changer d'orientation entre ces deux zones. Malheureusement, les contraintes liées au terrain (propriétés privées et travaux ITER) ne nous ont pas permis de continuer les profils vers le Nord afin de vérifier cette hypothèse.

Certaines mesures H/V suggèrent la présence du fond du canyon messinien à une profondeur plus faible que celle contrainte par la tomographie électrique (170 m minimum). C'est le cas par exemple du profil 1 qui indique un fond de vallée à 140 m. Plusieurs hypothèses sont possibles pour expliquer ces données :

- Soit le contraste de résistivité électrique entre le remplissage du canyon et son substratum n'est pas assez fort. Ceci implique que les deux formations ont des lithologies similaires, ce qui ne semble pas être le cas ni d'un côté ni de l'autre de la FMD. De plus, une lithologie similaire impliquerait des vitesses de propagation d'onde S similaires, incompatibles avec les données H/V.
- Soit la vitesse de propagation des ondes S choisie dans les marnes bleues pliocènes (800 m/s) a été sous-estimée, ce qui aurait pour conséquence de sous-estimer la profondeur de l'interface.

II-4-4-6) QUANTIFICATION DES DEPLACEMENTS GRACE A LA DEFORMATION DE LA SURFACE D'EROSION MESSINIENNE

II-4-4-6-A) VITESSES DE DEPLACEMENT HORIZONTAL

Les vitesses de déplacements horizontales peuvent être estimées grâce au décalage de la trace du talweg de la vallée messinienne le long de la FMD. L'orientation du talweg de la vallée messinienne à l'Est de la faille peut être déterminée à partir des données de résistivité électrique (Figure 83 et Figure 86). En effet, même si elle est trop profonde pour être directement imagée, la déformation de la TMC par compaction différentielle permet de reconstituer la trace du talweg. Ainsi, la vallée messinienne est orientée N85°E à l'Est de la FMD, et se situe au Nord de la zone investiguée par le H/V. A l'Ouest, la TMC est absente, ne permettant pas d'interpréter la trace du talweg grâce à la tomographie électrique. Par contre, le profil 1 des données H/V suggère que ce talweg se situe à l'aplomb du point 4 (Figure 91 ; Figure 92). Si l'on considère que la vallée est rectiligne et orientée N85°E avant le décalage par la faille, la valeur du déplacement obtenu en projetant le tracé du talweg au niveau de la FMD est d'environ 600 m (Figure 92). En prenant un âge de fossilisation du canyon messinien de 5.32 Ma (Clauzon et al., 1996), le taux de déplacement horizontal obtenu est de 0.11 mm/an.

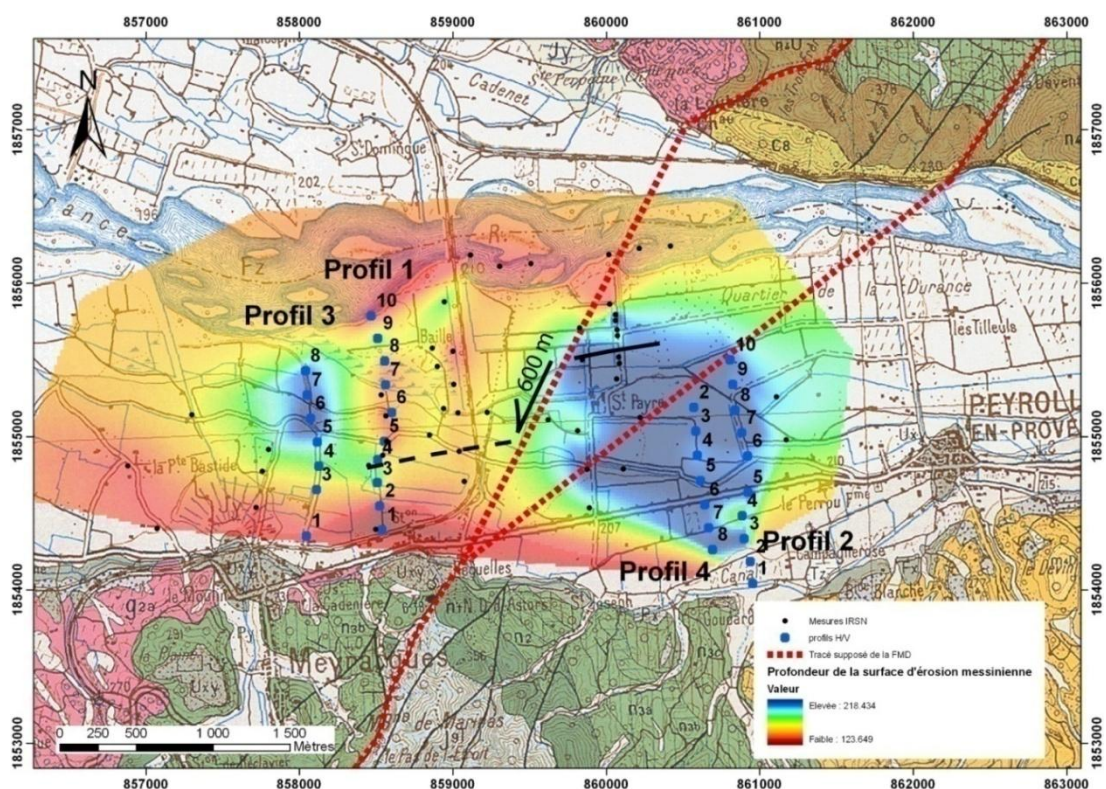


Figure 92 : Interpolation de la profondeur de la surface d'érosion messinienne à partir des données H/V et interprétation possible du décalage horizontal. Le trait noir plein représente la trace du talweg du canyon déduite des données de résistivité électrique, le trait noir pointillé représente l'interpolation du talweg du canyon vers l'Ouest à partir des données du profil 1, en considérant une orientation identique de part et d'autre de la faille.

Notons néanmoins que l'estimation de ce taux est soumise à de nombreuses incertitudes. En effet, l'hypothèse d'un tracé rectiligne du talweg de part et d'autre de la faille n'a pas pu être vérifiée. L'interpolation de la profondeur de la surface d'érosion messinienne grâce aux nouvelles acquisitions des profils et au « recyclage » des points H/V de l'IRSN qui présentait un pic de fréquence compris dans la gamme recherchée (Figure 92), suggère que ce ne soit pas le cas.

II-4-4-6-B) VITESSES DE DEPLACEMENT VERTICAL

Si la trace du talweg de la vallée messinienne n'a pu être reconstituée avec certitude à partir des données H/V, il est tout de même possible de reconstituer son profil en long à partir du fond plat de la vallée. En effet, l'altitude de ce fond de vallée a pu être déterminée pour les 4 profils. Le profil en long reconstitué est présenté en Figure 93. Il va servir de base pour quantifier la déformation verticale.

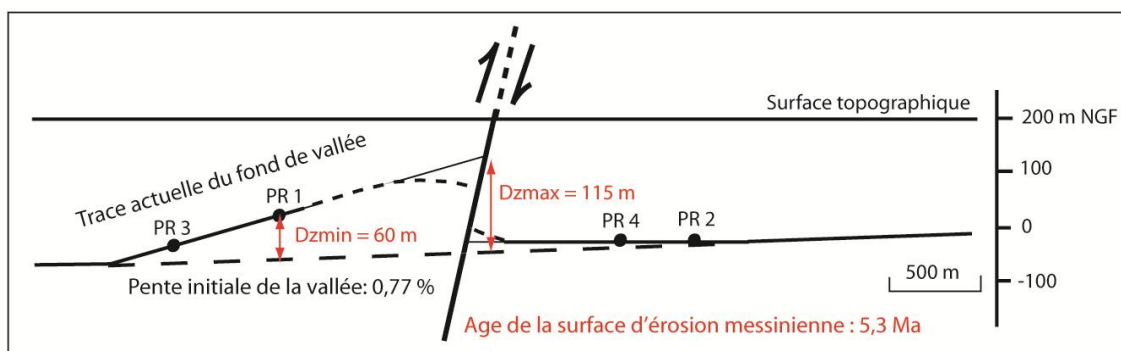


Figure 93 : Profil en long reconstitué à partir des données H/V du fond de la vallée messinienne et détermination des vitesses minimum et maximum. PR = profil ; Dzmin = décalage vertical minimum ; Dzmax = décalage vertical maximum.

A l'Ouest de la FMD, le profil 3 indique un fond de vallée à 180 m environ alors que le profil 1 situé 500 m à l'Est l'indique à 140 m (Figure 91). La pente d'écoulement du canyon messinien peut donc être estimée à 8 % à l'Ouest de la FMD. A l'Est de la FMD, les deux profils montrent une profondeur similaire de 190 m (Figure 91), impliquant une pente d'écoulement parallèle à la topographie actuelle. La pente moyenne du talweg messinien de la Durance peut être estimée sur l'ensemble du cours d'eau d'après les données de Clauzon (1979). Elle est de 0,77 % environ (2300 m en 300 km). La cote du fond de vallée est de +10 m NGF pour le profil le plus à l'Est (profil 2), alors qu'elle est de +50 m NGF pour le profil 1, à l'Ouest de la FMD (Figure 93). La distance entre les deux profils selon l'axe supposé E-W de la vallée est d'environ 2000 m. En considérant une pente moyenne de 0,77 %, le fond de vallée devait donc se situer dans sa configuration initiale environ 20 m plus bas à l'Ouest qu'à l'Est, or il est maintenant 40 m plus haut. La forte pente dans la partie Ouest est donc interprétée comme résultant de déformation tectonique le long de la FMD. Le décalage vertical minimum le long de la faille peut donc être estimé à 60 m (Figure 93). En prenant un âge de 5,3 Ma pour la surface d'érosion messinienne, la vitesse de déplacement verticale minimum est de 0.011 mm/an. La vitesse de déformation verticale maximale peut aussi être déterminée en extrapolant la pente de 8 % existant entre les profils 1 et 3 jusqu'à

la faille. Cette vitesse peut-être considérer comme la vitesse maximale dans le sens où la déformation liée à la composante inverse le long de la faille va se traduire par une structure anticlinale (pli d'entraînement), la pente devrait donc décroître aux abords de la faille. La côte calculée du Talweg sur la faille est de + 115m NGF. La déformation verticale maximum est de 115m (Figure 93). La vitesse de déplacement verticale maximum est de 0.022 mm/an. La vitesse de déplacement vertical estimée à partir de la surface d'érosion messinienne (5,3 Ma) est donc de 0.017 ± 0.006 mm/an.

Il faut cependant noter que les études récentes montrent que la qualité des données H/V est très sensible à l'hétérogénéité du bruit sismique (Hollender et al., 2009). Ainsi, malgré une nette amélioration de la qualité des données pour des acquisitions de 1h20 au lieu de 20 minutes, il semble que l'acquisition de nuit sur une durée de plusieurs heures soit la plus adaptée (Hollender et al., 2009). Malheureusement, il n'a pas été possible de tester cette méthodologie dans le cadre de cette thèse.

II-4-5) SYNTHESE DES DONNEES DE FORAGE

Une synthèse des données de forages disponibles sur le secteur de Peyrolles a été réalisée afin de cartographier, à travers la terminaison méridionale du système de faille de la Moyenne Durance (i) l'altitude de la TMC (ii) l'épaisseur des alluvions récentes (actuelles) de la Durance. Les forages intégrés proviennent de plusieurs sources : la BSS (Banque de donnée du sous-sol), gérée par le BRGM et disponible sur le site <http://infoterre.brgm.fr/>, les données des forages de la gravière « Durance Granulat », qui se situe juste au Nord de la zone d'étude, et les nouveaux forages réalisés par le CEA de Cadarache dans le cadre de cette thèse.

II-4-5-1) LA TRANSITION MARIN-CONTINENTALE

Avant notre étude, un seul forage dans ce secteur avait atteint la TMC. Il s'agit du forage Mirabeau 1 (Figure 95) qui montre la TMC à 77 m de profondeur (soit à 160 m NGF). Trois nouveaux forages ont été réalisés (Figure 95) : les deux premiers de part et d'autre de la faille mise en évidence par la tomographie électrique (PEY2 à l'Ouest et PEY1 à l'Est, Figure 95), et un dans la vallée de la Durance, au niveau d'un affleurement de la TMC découvert récemment par G. Clauzon (PEY4). Ce forage a été justifié par un contexte particulier. En effet, la TMC, initialement horizontale, présente ici un pendage à l'affleurement de 50° vers le Sud (Figure 94).

II-4-5-1-A) APPORT DU FORAGE PEY4

La TMC, au niveau du forage PEY4, se trouve à une altitude de 205 m NGF. Elle affleure sous la forme d'un contact présentant un pendage d'environ 50° vers le Sud entre des bancs de sables et des marnes bleues, (Figure 94). Ce pendage peut se suivre dans les bancs de sables de manière très régulière sur plus de 150 m vers l'Ouest. Le but de ce forage était de vérifier si cette déformation pouvait être liée à

des phénomènes de compaction différentielle. Si tel est le cas, le fort pendage de la TMC impliquerait que la bordure septentrionale du canyon soit proche de l’affleurement. Le forage PEY4 a été réalisé avec un angle de 15° vers le Nord afin de réduire la longueur de l’objectif à atteindre, à savoir la bordure du canyon (Figure 94). Ce forage n’a jamais atteint cette bordure malgré une longueur de 174 m. Ce résultat montre (i) que la bordure septentrionale du canyon se situe à plus de 45 m au Nord de l’affleurement de la TMC, rendant difficile une interprétation de la déformation uniquement liée à de la compaction différentielle sur les marnes bleues ; (ii) le fond de la vallée messinienne se situe à une côte inférieure à + 40 m NGF, malgré une TMC à 205 m NGF au lieu de 70 m NGF d’après les courbes eustatiques (Haq et al., 1987 ; Muller et al., 2008). La profondeur initiale de l’incision messinienne au droit du forage PEY4 était donc initialement de plus de 290 m (- 90 m NGF).

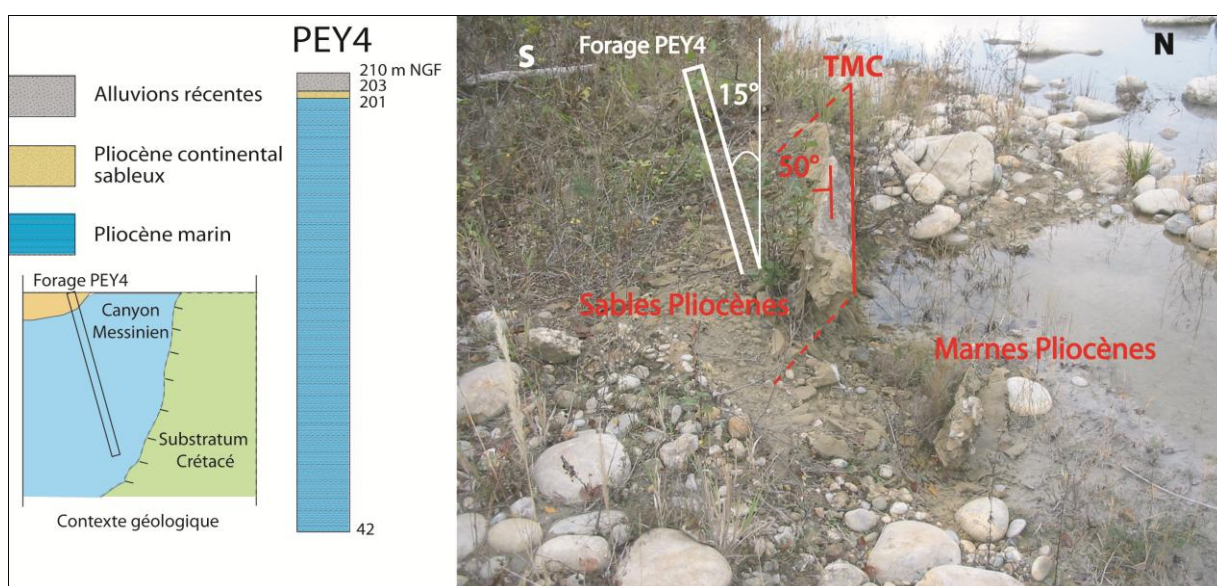


Figure 94 : Affleurement de la transition marin-continental dans la vallée actuelle de la Durance, Log et situation schématique de l’implantation du forage PEY4.

II-4-5-1-B) RESULTATS

Comme suggérée par la tomographie électrique, la TMC est absente à l’Ouest de la FMD, dans le forage PEY2, les alluvions récentes reposant directement sur les marnes bleues pliocènes (Figure 95). La TMC est donc située à une altitude de plus de 200 m NGF dans cette partie. De plus, des dépôts continentaux pliocènes sont présents dans l’avant-pays du grand Luberon sur les communes de Pertuis et Ensous. Ces dépôts de galets, d’origine locale, comblent un paléo-canyon incisé dans les terrains du Miocène supérieur (Clauzon, 1979). L’altitude minimale de la base de ces dépôts est de 280 m NGF, encadrant ainsi la TMC à l’Ouest de la FMD dans une gamme d’altitude comprise entre 200 et 280 m.

A l’Est de la FMD, la TMC a été retrouvée à l’altitude 155 m NGF dans le forage PEY1, situé 500 m à l’Est de PEY2 (Figure 95). D’après la tomographie électrique, elle pourrait descendre jusqu’à une côte inférieure à 120 m NGF. En considérant un âge de la TMC compris entre 4,5 et 5 Ma (voir

paragraphe II-3-3-6), la vitesse de déplacement verticale déduite le long de la FMD est de $0,027 \pm 0,01$ mm/an.

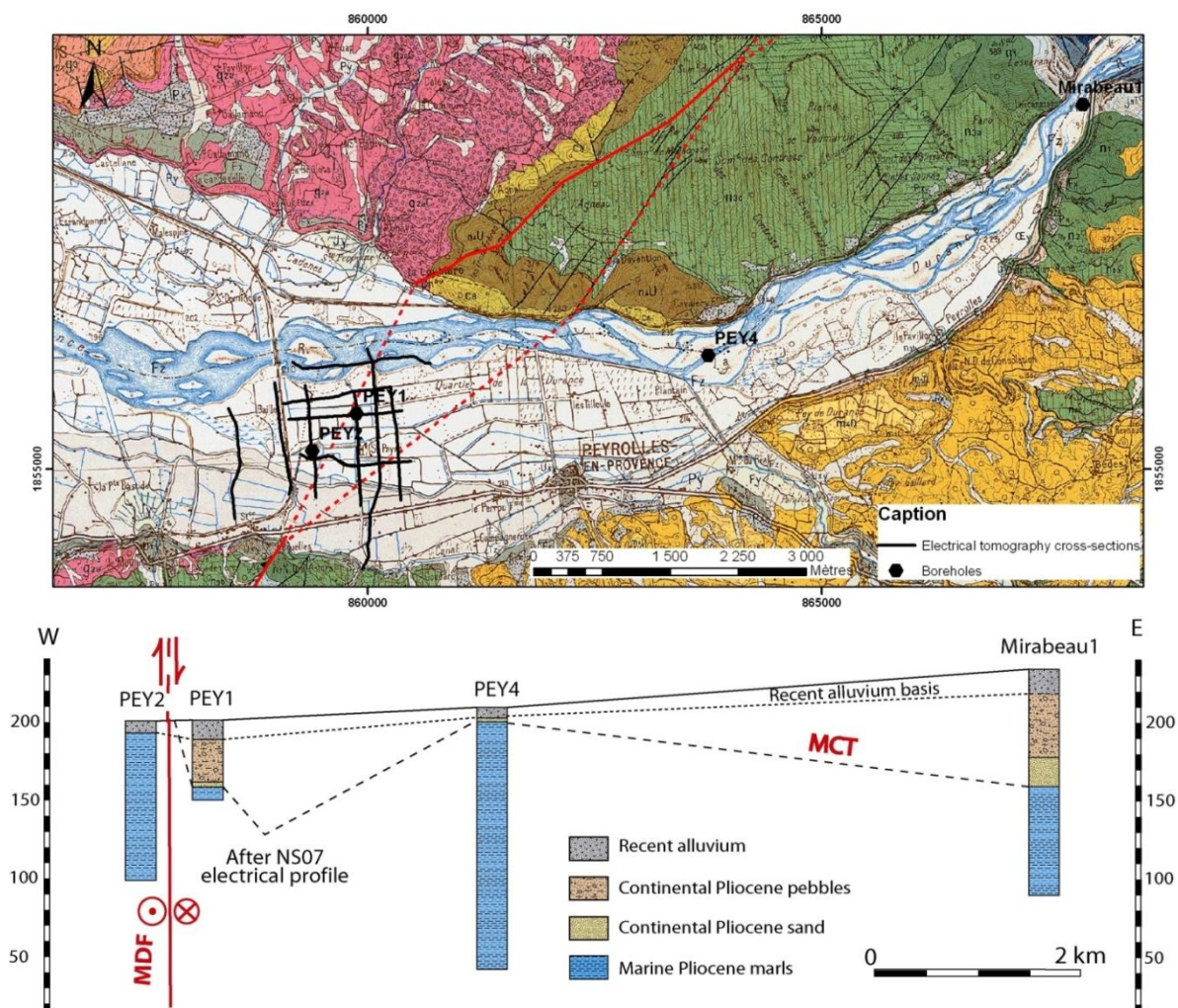


Figure 95: Synthèse des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental dans le secteur de Meyrargues-Mirabeau. Les forages PEY1, PEY2 et PEY4, ont été réalisés dans le cadre de cette thèse.

La TMC se trouve donc bien décalée au passage du segment le plus occidentale de la FMD proposé par Guignard et al., (2005), confirmant les résultats de l'étude de tomographie électrique. La zone de faille de la Moyenne Durance semble toutefois plus compliquée. En effet, la TMC est surélevée au niveau du forage PEY4. Elle affleure à la côte 205 m NGF avec un pendage d'environ 50° vers le Nord, avant de redescendre vers l'Est au niveau du forage Mirabeau1 à 160 m NGF. La position surélevée de la TMC par rapport aux forages qui l'entourent ainsi que ce fort pendage vers le Nord difficilement interprétable en termes de compaction différentielle (voir paragraphe précédent) suggèrent des déformations tectoniques post-messiniennes dans ce secteur. L'analyse structurale de la zone montre la présence de plusieurs segments de faille raccordés au système de la FMD, correspondant à une géométrie de type « terminaison en queue de cheval » et à des zones de relais compressifs (Guignard et al., 2005).

Dans l'hypothèse de la réactivation de certains de ces segments et relais compressifs, la vitesse de déplacement vertical dans ce secteur calculé à partir de la position de la TMC au niveau du forage PEY4 est de l'ordre de 0,01 mm/an. Notons que près de cette zone surélevée, des déformations plicatives d'origine probablement tectonique ont été retrouvées dans une terrasse d'âge Riss (Figure 96 ; localisation en Figure 97) de la rive droite de la Durance.



Figure 96 : Déformation plicative d'une terrasse d'âge supposé Riss en rive droite de la Durance au Nord du forage PEY4. Localisation en Figure 97.

De plus, la position anormalement élevée de la TMC dans le forage Mirabeau1 (160 m NGF) par rapport à l'altitude minimale de la TMC déterminée par la tomographie électrique (120 m NGF) suggère de la déformation verticale à l'Est de Mirabeau, qui pourrait être interprétée comme résultant de la présence d'un autre segment de faille à l'Est, confortant l'hypothèse d'une terminaison en queue de cheval du système de faille de la FMD et la présence du segment de Corbières-St-Eucher (voir chapitre II-3). D'autres processus tectoniques peuvent néanmoins être envisagés pour expliquer cette surrection, comme la réactivation du pli anticlinal de Mirabeau.

II-4-5-2) LA GEOMETRIE DE LA BASE DES ALLUVIONS ACTUELLES CONTROLEE PAR LA TECTONIQUE RECENTE ?

Les 79 forages disponibles ayant atteint la base de la nappe alluviale ont été compilés afin de reconstituer la morphologie de la base des alluvions actuelles de la Durance de Mirabeau à Meyrargues (Figure 97). Ces données montrent que l'épaisseur des alluvions de la Durance est plus faible à l'Ouest de la FMD (9 à 10 m), malgré un substratum favorable à l'érosion (marnes bleues pliocènes), qu'à l'Est (\approx 15 m) (substratum à conglomérats pliocènes) (Figure 97). Cette géométrie est conforme aux déplacements tectoniques post-TMC mis en évidence précédemment, c'est-à-dire une surrection de la partie Ouest de la FMD. Le secteur du forage PEY4 présente également une épaisseur d'alluvions réduite malgré un substratum marneux. Cette zone est contrainte (i) par une série de 6 forages répartis de la bordure méridionale de la rivière au lit actuel de la Durance et (ii) par l'affleurement du substratum dans le lit de

la Durance et près de la bordure septentrionale (Figure 97). Ainsi, toute cette zone présente une épaisseur d'alluvion réduite à 7 m au maximum, contre une quinzaine de mètres en amont et en aval. Les autres secteurs à épaisseur réduite sont localisés soit en bordure de terrasse, soit dans la gravière de Durance Granulat (extraction anthropique).

Il existe donc des corrélations notables entre la géométrie de la base des alluvions actuelles de la Durance (Figure 97) et celle de la TMC (Figure 95). Elles sont indépendantes des variations de faciès lithologique du substratum et semblent être contrôlées, à l'instar de la TMC par les déformations tectoniques récentes.

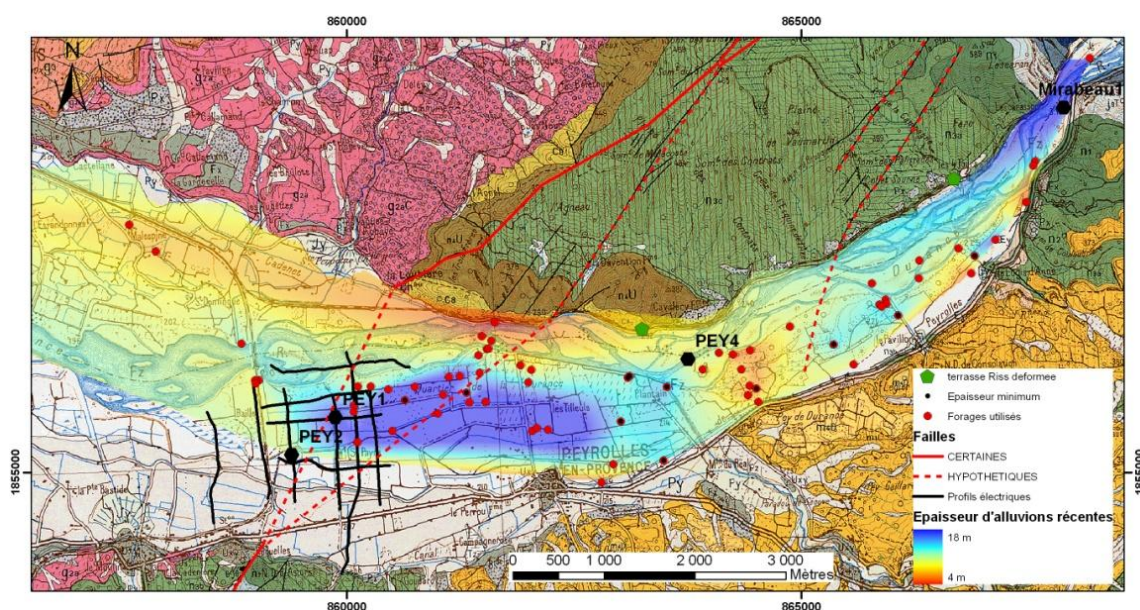


Figure 97: Epaisseur de la terrasse alluviale actuelle dans le secteur de Meyrargues-Mirabeau. Les zones de faible épaisseur se corrélaient avec les zones surélevées mises en évidence par la déformation de la TMC, suggérant un contrôle tectonique de la géométrie de la base des alluvions.

La mise en place de la terrasse actuelle de la Durance a vraisemblablement eu lieu par aggradation lors de la dernière déglaciation au début de l'Holocène (≈ 15 ka). La géométrie de la base de cette terrasse (Figure 97) est contrôlée par l'incision provoquée par la chute eustatique de la dernière glaciation (Würm, ≈ 70 ka, Winograd et al. (1997)). L'âge maximum de la surface correspondant à la base des alluvions actuelles est donc de 70 ka. En considérant que la différence d'épaisseur observée de part et d'autre de la FMD (≈ 5 à 7 m) soit totalement d'origine tectonique, la vitesse de déplacement verticale déduite serait de $0,085 \pm 0,01$ mm/an.

II-4-6) APPLICATION AU SECTEUR DE LA FAILLE DE SALON-CAVAILLON

La zone d'étude a été étendue en analysant les données de forages sur l'ensemble de la Basse Durance messinienne et actuelle. Ainsi, la zone investiguée couvre la région de la FMD à l'Est jusqu'à la faille de Salon-Cavaillon (FSC) à l'Ouest (Figure 98).

II-4-6-1) LA TRANSITION MARIN-CONTINENTAL

Au total 7 forages ayant atteint la TMC ont permis de reconstituer le profil en long de cette surface initialement horizontale pour le secteur de la FSC (Figure 98). A l'Est de la faille, aucun dépôt continental pliocène n'a pu être retrouvé dans la vallée de la Durance, le substratum de la vallée actuelle étant composé par les marnes marines pliocènes. La TMC est retrouvée à une cote de 200-210 m NGF dans les gorges du Régalon (voir paragraphe II-6-3-3 ; Figure 114), sur le flanc sud du petit Luberon. A l'Ouest de la FSC, dans la plaine de la Crau, la TMC est retrouvée à l'altitude -40 m NGF (Figure 98). Elle se situe à 120 m NGF au Sud des Alpilles et peut être beaucoup plus haut : en effet, elle affleure à 140 m dans le seuil de St Pierre de Vence à l'Est du massif des Opies (Figure 98) et peut même atteindre plus de 200 m dans les Opies. En effet, la présence d'une huitre pliocène à 200 m NGF (Clauzon, comm. perso.), prouve la présence de la mer pliocène à cette altitude dans le massif des Opies.

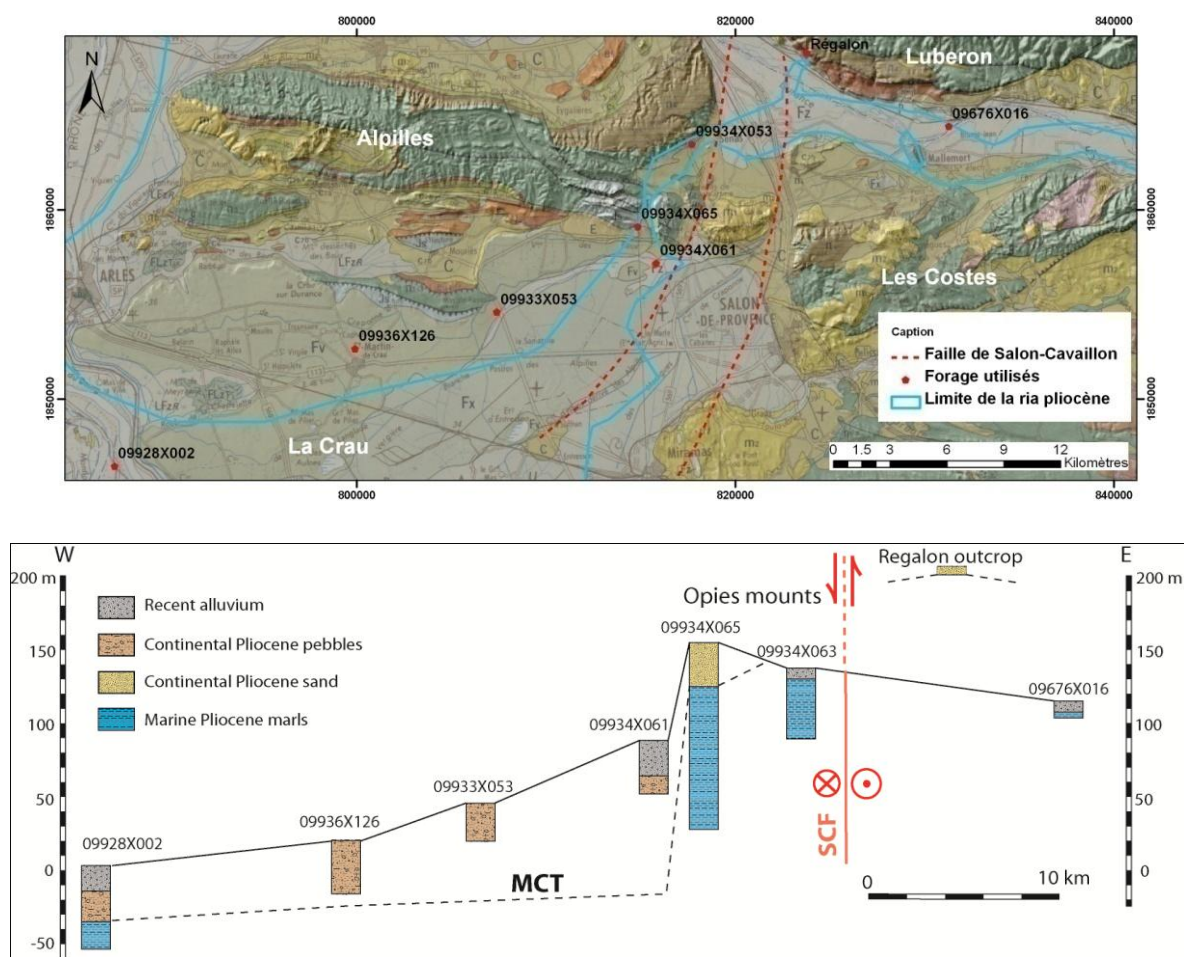


Figure 98 : Synthèse des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental dans le secteur de la faille de Salon-Cavaillon.

La vitesse de déformation verticale qu'il est possible de déduire à partir des données permettant la reconstitution de la TMC dans la zone de la FSC est une valeur maximale, car (i) le canyon du Régalon a pu être surélevé par une propagation récente du pli du Luberon et (ii) la TMC en vallée du Rhône a pu être abaissée soit par de la subsidence récente, comme en témoigne les mécanismes aux foyers en

extension (Baroux et al., 2001), ou soit, plus vraisemblablement, par une compaction importante liée à la forte épaisseur de marnes présente dans la partie aval de la rivière. L'altitude élevée de la TMC dans le massif des Opies peut être interprétée comme résultant de phénomènes tectoniques locaux relatifs à l'activité récente de la chaîne des Alpilles (voir chapitre II-6). Ainsi, elle ne peut pas servir de référence pour quantifier la déformation verticale de la FSC. L'altitude de référence pour cette partie doit donc être prise dans la plaine de la Crau ou la vallée du Rhône (Camargue), à -40 m NGF d'après le forage 09928X002 (Figure 98). Avec un âge de la TMC estimé entre 5 et 4,5 Ma, conformément aux datations disponibles dans la vallée du Rhône (Aguilar et al., 1989), les vitesses de déplacement vertical maximum obtenues sont de l'ordre de 240 m en 5 à 4,5 Ma, soit $0,05 \pm 0,005$ mm/an.

II-4-6-2) LA GEOMETRIE DE LA BASE DES ALLUVIONS ACTUELLES DE LA DURANCE

Comme pour la FMD, une reconstruction de la base des alluvions récentes de la Durance a été réalisée dans le secteur de la FSC à partir des données des 119 forages disponibles (Figure 99). Ces données montrent un fort épaissement de la terrasse alluviale à l'Ouest de la FSC (seuil d'Orgon). En effet, elle passe d'environ 10 à 15 m d'épaisseur à l'Est à 25-30 m d'épaisseur à l'Ouest (Figure 99). Cette variation d'épaisseur est localisée au passage de la FSC et semble assez brutale, suggérant un contrôle tectonique de la géométrie de cette surface, la lithologie étant similaire de part et d'autre (marnes bleues miocènes ou pliocènes). La cinématique déduite de ce mouvement potentiel est en accord avec les données concernant la TMC, à savoir une surrection de la partie située à l'Est de la FSC.

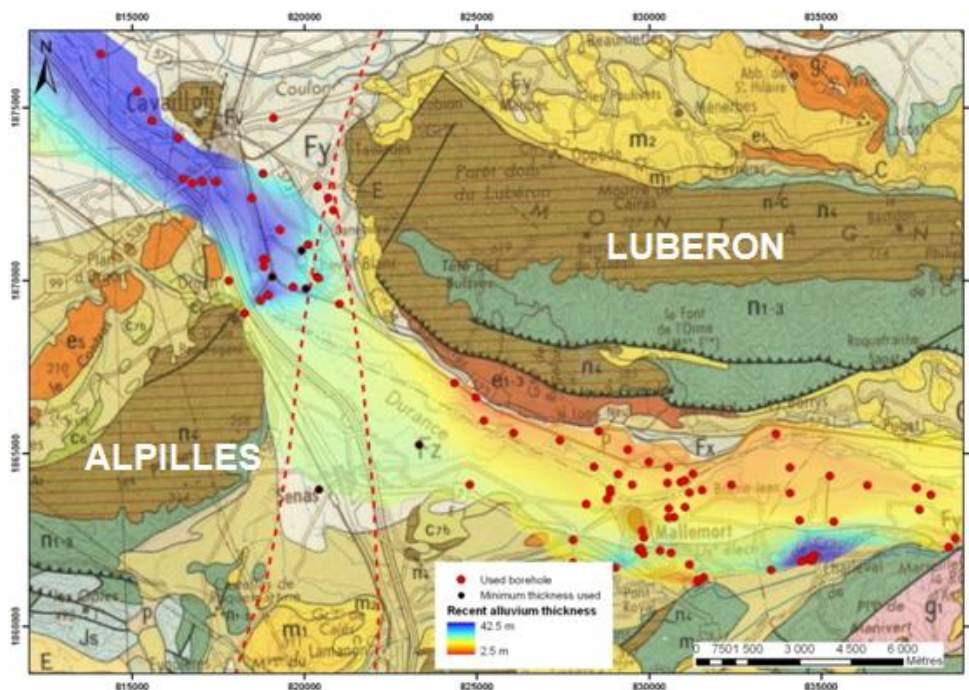


Figure 99 : Epaisseur de la terrasse alluviale actuelle dans le secteur de la faille de Salon-Cavaillon. La géométrie de ce dépôt montre un approfondissement important à l'Ouest de la faille, compatible avec l'hypothèse tectonique d'une surrection de la partie située à l'Est de la faille.

L'âge de la base des alluvions est contemporain de l'incision lié à la dernière période glaciaire (Würm, 70 ka, Winograd et al., 1997). L'âge maximum de cette surface est donc de 70 ka et la différence d'épaisseur de part et d'autre de la FSC est de 10 à 15 m. Si l'on considère que cette différence d'épaisseur est totalement d'origine tectonique, la vitesse de déplacement vertical maximum serait de l'ordre de $0,17 \pm 0,03$ mm/an.

II-4-7) DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

La quantification des vitesses de déplacement le long de la FMD a pu être réalisée en utilisant différents marqueurs géologiques résultant de l'histoire géodynamique de la Durance, imagés par différentes méthodes d'investigation. La TMC, dont l'âge est estimé de 4,5 à 5 Ma dans ce secteur, a été imagée grâce à la tomographie par résistivité électrique. La vitesse de déplacement vertical minimum déduite le long de la FMD est de 0,02 mm/an. La vitesse de déplacement horizontale n'a pas pu être déduite par cette méthode car aucun des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne n'a été retrouvé de part et d'autre de la faille. Les données H/V ont permis d'imager la surface d'érosion messinienne. Malgré leur qualité médiocre, elles indiquent un décalage vertical compris entre 60 et 115 m, indiquant une vitesse de $0,017 \pm 0,006$ mm/an. Un essai de quantification de la vitesse de déplacement horizontale a été réalisé mais le manque de données ne permet pas d'estimer le décalage de manière fiable. Toutefois, la vitesse déduite serait de l'ordre de 0,1 mm/an.

La compilation des données de forages a permis d'élargir les observations sur la totalité de la basse Durance. Pour le secteur de la FMD elle confirme les observations déduites des méthodes géophysiques et suggère une zone de déformation plus complexe, avec une zone de relais et une terminaison en queue de cheval du système de faille de la FMD, à l'Ouest du segment principal. En ce qui concerne le secteur de la FSC, des vitesses maximales de déplacement vertical de l'ordre de 0,05 mm/an ont été obtenues. En compilant les données permettant la reconstitution de la TMC en basse Durance (Figure 100), on en déduit que le panneau compris entre la FMD et la FSC a subi une surrection. En effet, à cet endroit, la TMC est toujours érodée au niveau de la vallée actuelle de la Durance (Figure 100). Le taux de surrection régional estimé serait compris entre 0.02 et 0.05 mm/an.

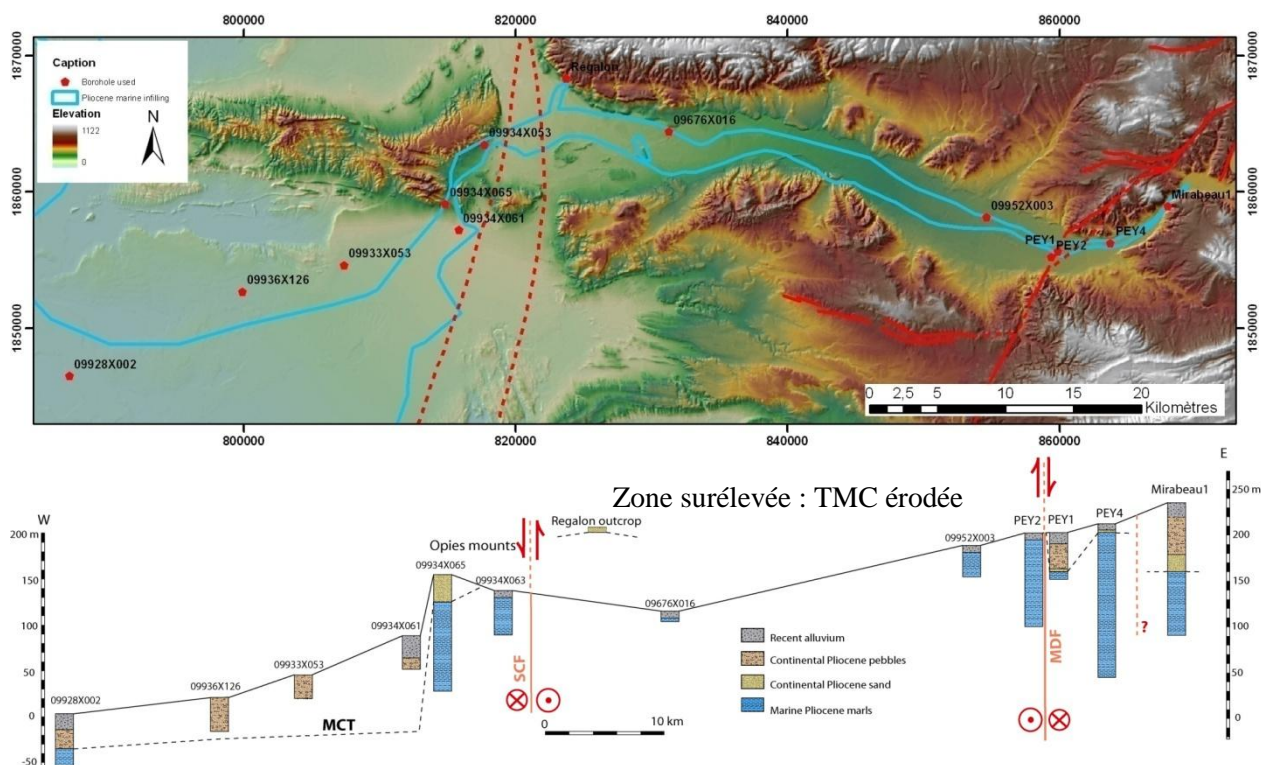


Figure 100 : Compilation des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental en basse Durance. La zone comprise entre les failles de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance a subi une surrection tectonique comprise entre 0.02 et 0.05 mm/an.

La compilation des données de forage a également permis la reconstitution de la base de la terrasse actuelle de la Durance. La géométrie de cette terrasse semble être contrôlée par la tectonique. Ainsi, des vitesses de déplacement vertical intégrées depuis le Würm ont été proposées. Pour le secteur de la FMD, la vitesse est de $0,085 \pm 0,01$ mm/an, pour le secteur de la FSC, elle est de $0,17 \pm 0,03$ mm/an. Ces valeurs sont environ 3 fois plus élevées que celles déduites de la déformation de la TMC, suggérant (i) soit une accélération récente des vitesses de déformations, (ii) soit que le changement de régime tectonique plio-quaternaire soit plus tardif que 5 Ma. Le décalage vertical de la surface d'érosion messinienne est du même ordre de grandeur que celui calculé à partir de la TMC, ce qui suggère qu'il n'y ait pas eu de déformation entre la fossilisation du canyon messinien (5,3 Ma) et la mise en place de la TMC (5 à 4,5 Ma). De plus, la vitesse de déplacement verticale le long de la FMD calculée à partir de la surface d'abandon du Valensole II (2 Ma) dans le secteur de Baumont-de-Pertuis au Nord (voir chapitre II-3) est 2 fois plus forte ($\approx 0,04$ mm/an) que celle déduite ici (0.02 mm/an), ce qui semble confirmer la seconde hypothèse. Les vitesses calculées à partir de ces deux marqueurs sont donc des vitesses minimales qui, intégrées sur une période plus courte, augmenteraient et permettrait d'expliquer les taux plus forts obtenus pour le Würm. Dans le cas de vitesses constantes, le changement de régime tectonique pourrait dater du début du Quaternaire.

Notons aussi que la tectonique récente du secteur de la FSC est caractérisée par une subsidence locale au niveau du seuil d'Orgon liée à la déformation de l'extrémité des chaînons des Alpilles et du

Luberon (voir chapitre I-3). Les vitesses intégrées depuis le Würm calculées à partir d'observations faites dans le seuil d'Orgon intègrent donc la surrection de la partie située à l'Est de la FSC (Figure 100), mais aussi la subsidence locale située à l'Ouest. Ces deux phénomènes se surimposent, ce qui pourrait en partie expliquer des valeurs locales élevées.

Pour conclure, les marqueurs morphologiques résultant des événements messiniens permettent une quantification précise des déformations tectoniques plio-quaternaires circum-méditerranéennes, même dans les zones de déformation très lente comme la Provence, où les vitesses de déplacement sur les failles ne dépassent pas 0.1 mm/an. Les observations faites sur le secteur de la faille de la Moyenne Durance montrent que la transition marin-continentale du Gilbert delta pliocène de la Durance est un bon marqueur pour quantifier les déformations plio-quaternaires, car sa géométrie est facile à imager grâce à la tomographie par résistivité électrique. Des marqueurs très récents comme la base de la terrasse actuelle de la Durance semblent également être affectés par les déformations tectoniques.

II-5) LA PROPAGATION DE LA DEFORMATION RECENTE VERS LE SUD : L'ACTIVITE DU CHAÎNON DE LA FARE

II-5-1) INTRODUCTION

Durant la phase alpine, la Provence subit une décroissance et un transfert de la déformation du Nord vers le Sud (Guignard et al., 2005). En effet, la structuration des chaînon E-W du Lubéron et de la Trévaresse est diachrone : l'essentiel de la structuration du Grand Lubéron est terminée avant la crise de salinité messinienne à 6 Ma (Clauzon, 1984 ; Champion et al., 2000), alors que plus au Sud, la déformation du chaînon de la Trévaresse constitue une réactivation tardive (fini- et post-miocène) de failles normales oligocènes et se propage jusqu'à l'actuel (Chardon et Bellier, 2003 ; Chardon et al., 2005). Ce transfert de la déformation se fait via le système de failles de la FMD – Faille d'Aix sur lequel viennent se brancher les chevauchements E-W de la Trévaresse et d'Eguilles (Terrier et Winter, 2006). Le chevauchement de la Trévaresse présente une activité quaternaire importante, entraînant la formation d'un pli de propagation à vergence sud (Chardon et Bellier, 2003 ; Chardon et al., 2005). De plus, des preuves de paléosismicité très récente ont été découvertes en tranchée (Chardon et al., 2005). D'autres évidences de déformations post-miocènes sont présentes au Sud de la Trévaresse, attestant de la propagation de la déformation alpine plus au Sud. Dans cette partie nous nous intéresserons aux déformations récentes du chaînon de la Fare, situé 10 km au Sud-Ouest de la Trévaresse car plusieurs auteurs suggèrent que cette structure ait été réactivée tardivement (Gabert, 1965, Ambert, 1973 ; Provansal et al. 1995 ; 1998 ; Sébrier et al., 2004). D'ailleurs l'histoire géomorphologique de cette zone est complexe au Quaternaire, avec les détournements des rivières de l'Arc (Ambert, 1973) et de la Touloubre (Colomb et al., 1970) dans ce secteur.

Situé au Nord de l'étang de Berre, le chaînon de la Fare s'étend d'Est en Ouest d'Eguilles à Saint-Chamas (Figure 101). Il se compose d'un large anticlinal affectant essentiellement les terrains du Crétacé inférieur. La topographie du chaînon est principalement contrôlée par le flanc sud du pli, qui présente un pendage de 20°. Ce flanc monoclinal est déformé au niveau de la Combe de la Vautubière par de petites ondulations (Ferrandini, 1976). Une première discordance peut être mise en évidence entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur. Elle résulte de la phase tectonique responsable du bombement durancien (voir partie I-2). Cette discordance est visible tout le long de la bordure méridionale du chaînon. A l'Est, le Miocène du massif de Miramas est discordant sur la toute la structure (Figure 101).

Plusieurs indices de déformation récente plaident pour une activité de ce chaînon au Pléistocène supérieur (Gabert, 1965 ; Provansal et al., 1995). De plus, ce secteur a été le siège de bouleversements morphologiques importants durant cette période. En effet, les deux rivières principales qui bordent le

chaînon de la Fare (la Touloubre au Nord et l'Arc au Sud) (Figure 101), ont chacune subi un détournement important de leur cours au Pléistocène supérieur. Ce chapitre fait le point sur ces détournements et discute de la possibilité d'une influence tectonique au vue des indices de déformation quaternaire rapportés, d'une étude géomorphologique détaillée précisant les modalités de détournement de l'Arc et de la Touloubre et de données structurales nouvelles.

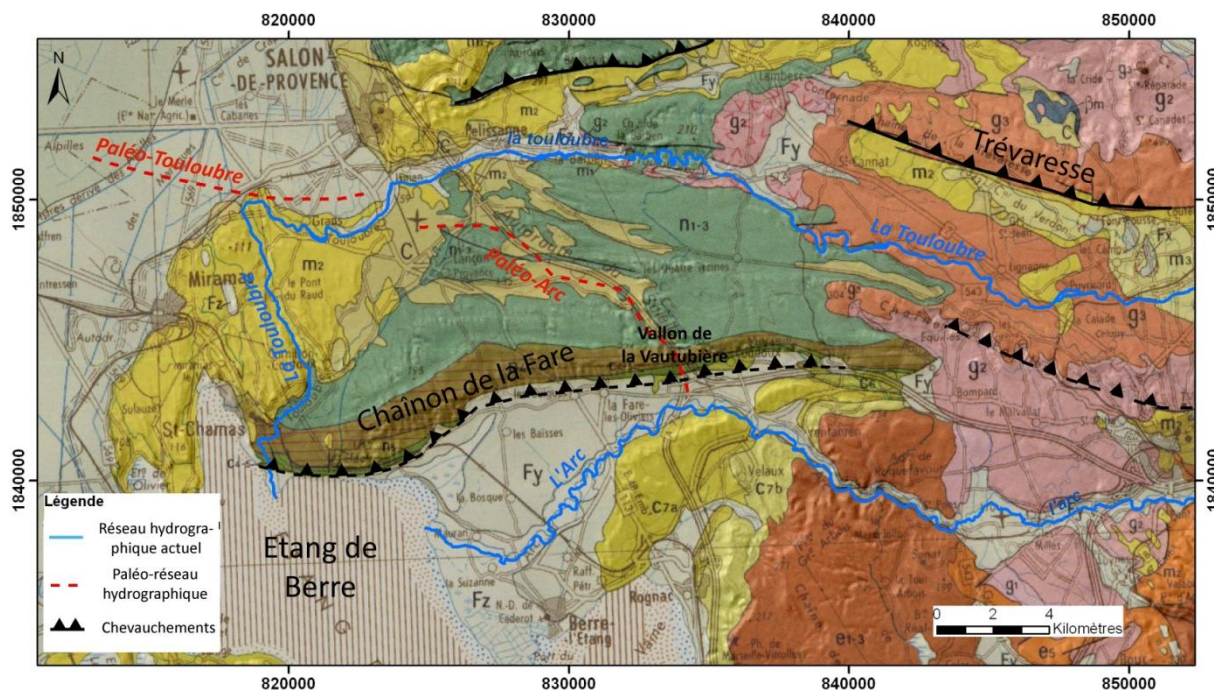


Figure 101 : Situation géologique du chaînon de la Fare et tracé du réseau hydrographique ancien et actuel. (Fond de carte : carte géologique à 1/250000 de Marseille (Rouire, 1979) drapée sur le MNT à 50 m (IGN)).

II-5-2) LES DONNEES STRUCTURALES NOUVELLES

Un profil sismique (81SE5D), réinterprété après retraitement par Terrier et al., (2008) permet de mettre en évidence l'absence du chevauchement nord-provençal, structure à vergence nord traversant toute la Provence, interprétée suite au creusement du forage d'Eguilles (Busser et Pachoux, 1966) et considéré depuis dans le modèle structural général de la Provence (e.g. Rousset, 1973 ; Rouire, 1979 ; Tempier, 1987 ; Champion et al., 2000 ; Chardon et Bellier, 2003 ; Lacombe et Jolivet, 2005). Ce chevauchement à vergence nord était jusqu'à présent interprété comme la rampe du pli anticlinal de la Fare. La structure du chaînon doit donc être revue au vue de ces données nouvelles. Le profil sismique montre par ailleurs que tous les chevauchements importants de cette partie présentent une vergence vers le Sud, notamment le chevauchement traversé par le forage d'Eguilles (chevauchement d'Eguilles ; Terrier et al., 2008). Par ailleurs, une importante discontinuité géophysique orienté E-W, située entre

Saint-Chamas et Aix-en-Provence (Grellet et al., 1993), suggère une continuité entre le chevauchement d'Eguilles et celui de La Fare suggérant une réactivation post-Oligocène de l'ensemble de cette structure.

La présence d'indices de déformation quaternaire sur le versant sud du chaînon de la Fare a souvent permis de suggérer la présence d'un tel chevauchement (Gabert, 1965, Ghafiri, 1995, Provansal et al., 1995). De plus, les travaux d'aménagement routiers de la route RD10 au niveau de Ventabrun ont permis de mettre à jour deux affleurements de marno-calcaire d'âge fuvélien présentant des pendages anormaux (vers le Nord) au niveau du flanc sud du chaînon (Julia, 2003), alors que les pendages sont vers le Sud au Nord et au Sud de ces affleurements. Toutes ces données sont en faveur de la présence d'une faille inverse à vergence sud bordant le versant méridional du chaînon de la Fare.

II-5-3) LES INDICES DE DEFORMATION QUATERNAIRE

II-5-3-1) L'INDICE DE COUDOUX-LA FARE

Le premier indice de déformation quaternaire rapporté pour le chaînon de la Fare est la présence d'un pli-faille inverse à pendage nord sur la bordure sud du chaînon dans des cailloutis d'âge würm près du vallon de la Vautubière (Gabert, 1965) (Figure 102 ; localisation en Figure 101). Cette faille s'aligne dans la continuité d'un accident qui « *dénivelle le Bégudien de plus de 35 m* » et la morphologie du secteur empêche une hypothèse gravitaire pour sa mise en place (Gabert, 1965). L'orientation de cette faille est E-W et présente un pendage nord (Combes et Grellet, 1991). Cet affleurement n'est plus visible à cause de la construction de l'échangeur de péage de Lançon de Provence sur l'autoroute A7.



Figure 102: Indice de Coudoux-La Fare: pli-faille à vergence sud dans des dépôts würmien sur le versant méridional du chaînon de la Fare (d'après Gabert, 1965).

II-5-3-2) L'INDICE DE L'ÉTANG DE BERRE

L'identification d'un littoral tyrrhénien émergé en bordure nord de l'étang de Berre (Provansal et al., 1995) (Figure 103) constitue un indice de surrection pouvant résulter de l'activité du chaînon de la Fare. La terrasse marine constituant ce littoral a été datée par la méthode U/Th entre 90 et 130 ka. Ces âges sont cohérents avec le Tyrrhénien, dont les témoins de paléo-rivages restent relativement bien conservés sur les côtes méditerranéennes françaises (Provansal et al., 1995 ; Ambert et Ambert, 1996 ; Dubar et al., 2008). Cette terrasse marine se situe à une altitude de +4 m NGF, alors que le niveau marin maximum de l'époque devait être proche de l'actuel, voire inférieur car les vestiges de ce paléo-rivage sont souvent immergés. Ainsi, la vitesse de surrection minimale déduite pour le chaînon de la Fare serait de l'ordre de 0.037 ± 0.007 mm/an. Un autre témoin d'un niveau marin probablement antérieur (galets de plage) se situe à une altitude d'environ 11 m NGF (Provansal et al., 1995), confirmant l'édification de plusieurs niveaux de terrasses marines au cours du Quaternaire (Figure 103). Aucune datation n'a été réalisée sur ces dépôts qui peuvent être interprétés comme résultant du dernier haut niveau marin avant le Tyrrhénien (≈ 330 ka). Pour l'Holocène, la même tendance est mise en évidence, avec une surrection du Nord de l'étang de Berre par rapport à Marseille (Morhange et al., 1998). De plus la migration récente vers le Nord de l'Arc, au niveau de sa confluence avec l'étang de Berre, suggère lui aussi un contrôle tectonique lié au chevauchement de la Fare (Provansal et al., 1998).

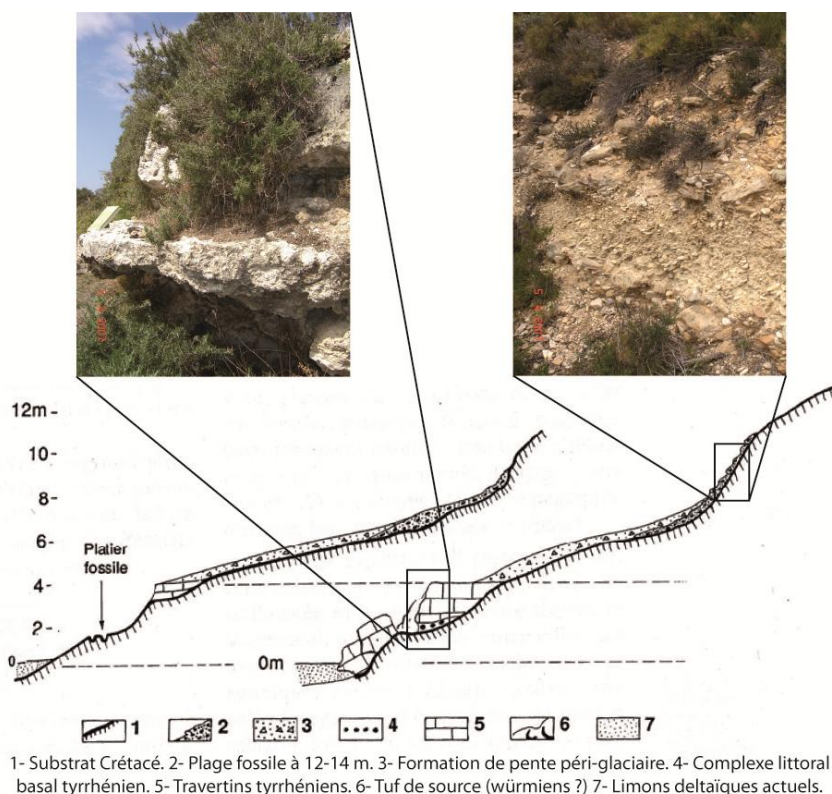


Figure 103: Coupe du littoral émergé sur le flanc sud du chaînon de la Fare (d'après Provansal et al., 1995). A) Terrasse marine à 4 m NGF datée par U/Th de 90 à 135 ka. B) Plage fossile à 12 m NGF.

II-5-4) RÔLE DE LA TECTONIQUE DANS LE DÉTOURNEMENT QUATERNAIRE DE L'ARC

Une vallée sèche (vallon de la Vautubière) traverse le chaînon de la Fare (Figure 101). Les dépôts de terrasses retrouvés dans cette vallée sont constitués des galets de quartzites, de quartz roulés et de silex, et d'un cortège de minéraux lourds caractéristique du massif des Maures (Ambert, 1973). Plusieurs niveaux de ces terrasses ont été retrouvés aux environs de 110 m NGF, témoignant de la présence d'un paléo-cours d'eau qui devait avoir comme exutoire la vallée actuelle de la Touloubre (Figure 101) (Ambert, 1973). Ainsi, Ambert (1973) propose que la vallée sèche de la Vautubière, qui traverse le chaînon de la Fare, soit un paléo-cours de l'Arc, seule rivière régionale drainant le massif des Maures. De plus, le cours actuel aval de l'Arc ne présente que deux niveaux de terrasse, suggérant un âge récent pour la mise en place de la vallée aval actuelle. Malheureusement, la construction de l'autoroute A7 dans cette vallée a rendu les affleurements invisibles. De plus, ces terrasses sont souvent recouvertes par un épais dépôt éolien, qui recouvre également la plus haute terrasse de l'Arc aval actuel. La microfaune présente dans ces dépôts éoliens donne un âge correspondant au début du Würm (Gabert, 1965). La géométrie de ces dépôts a conduit Ambert (1973) à proposer un âge de mise en place relativement proche (fini-Riss ou début Würm) pour les deux terrasses anté- et post-détournement, impliquant un détournement rapide de la rivière. La différence d'altitude entre ces deux niveaux de terrasses (110 m pour la Vautubière contre 60 m pour la plus haute terrasse de l'Arc aval) est ainsi interprétée comme résultant d'un mouvement tectonique entre le chaînon de la Fare et la vallée de l'Arc ; qui aurait permis un dénivèlement de l'ordre de 50 m depuis le début du Würm (soit ≈ 0.5 mm/an). L'auteur ne discute pas les modalités de cette déformation tectonique. Ces vitesses sont incompatibles avec les études plus récentes concernant la déformation des terrasses marines du Nord de l'étang de Berre (Provansal et al., 1995), qui conduisent à des vitesses de surrection d'environ 0.04 mm/an pour le chaînon de la Fare. L'interprétation de ces observations doit donc être réévaluée.

II-5-4-1) PROFILS EN LONG DE L'ARC

Afin de mieux comprendre les processus aboutissant à ce détournement et de préciser le rôle joué par la tectonique, les profils en long de l'Arc ont été reconstitués pour les différentes terrasses quaternaires préservées, depuis les Milles (à l'Ouest d'Aix-en-Provence) jusqu'à l'exutoire (vallée actuelle de la Touloubre pour le paléo-tracé, étang de Berre pour le tracé post-détournement) (Figure 104).

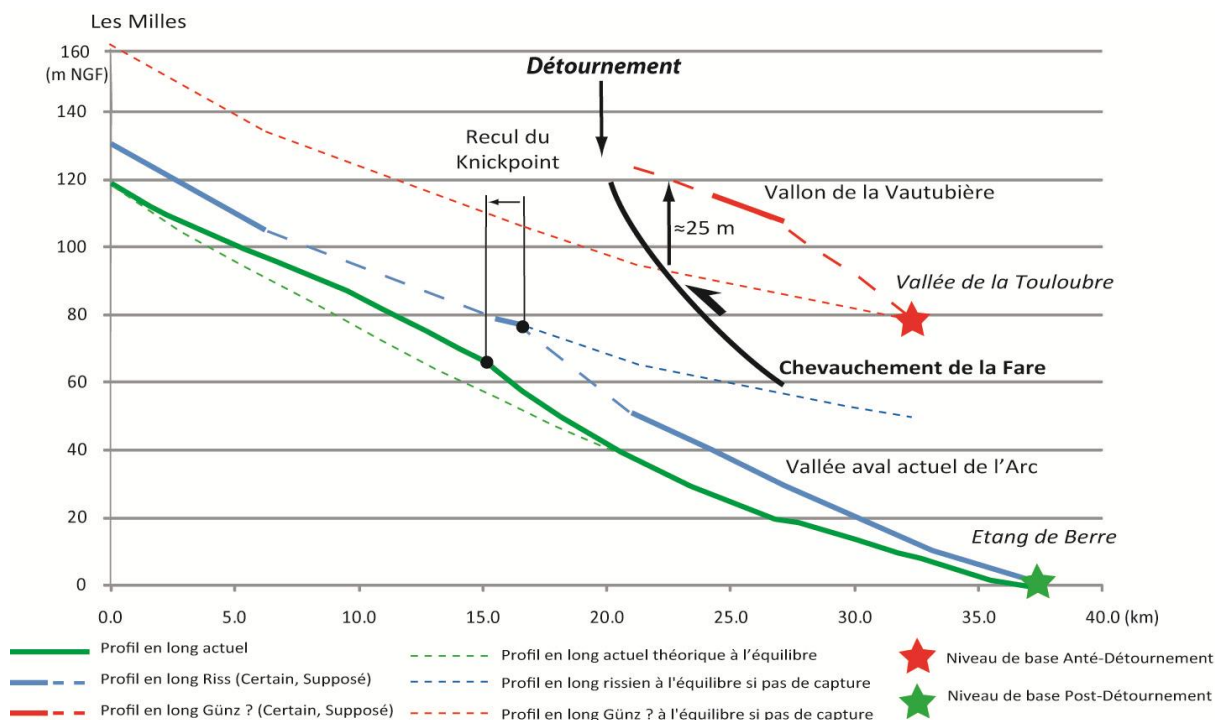


Figure 104: Profils en long reconstitués des terrasse de l'Arc anté- et post-détournement.

Le profil en long actuel de l'Arc est représenté en vert sur la Figure 104. La partie aval présente une pente plus forte que la partie amont, traduisant un déficit d'érosion en amont et se caractérisant par la présence d'un point d'inflexion (knickpoint) entre la partie amont et aval. Le profil Riss reconstitué présente une forme similaire avec un knickpoint un peu plus en aval que celui de l'Arc actuel (1 km environ). Ce type de profil correspond à une réponse morphologique liée à une chute du niveau de base (e.g. Bishop, 1995 ; Loget et Van den Driessche, 2009). En effet, cette chute entraîne la formation d'une rupture de pente dans le profil, la création d'un knickpoint et sa migration vers l'amont par érosion régressive au cours du temps. Dans le cas de l'Arc récent, la migration du knickpoint serait de l'ordre de 1.5 à 2 km depuis le Riss, soit autour de 10 mm/an. Ce type de morphologie est souvent rencontré dans le cas de capture par érosion régressive (Figure 105) (Bishop, 1995). L'étude morphologique du substratum de l'étang de Berre (Leenhardt et Roux, 1967) montre une forte influence des variations eustatiques sur la morphologie de l'étang, qui est soumis à de fortes incisions pendant les périodes glaciaires. Il se forme ainsi des dépressions qui se combleront lors de la remise en eau durant les interglaciaires. Certaines de ces dépressions « *se prolongent vraisemblablement sous le delta de l'Arc* » (Leenhardt et Roux, 1967). Bien qu'aucun élément chronologique ne soit disponible sur l'âge de ces incisions, il est vraisemblable qu'un paléo-cours d'eau, directement tributaire du niveau de base méditerranéen et empruntant la dépression de l'étang de Berre et la vallée aval de l'Arc actuel, ait capturé l'Arc au Riss par érosion régressive. Cette capture a entraîné la chute du niveau de base, passant de la vallée de la Touloubre (≈ 75 m NGF) à l'étang de Berre (0 m NGF), expliquant la morphologie des profils en long Riss et actuel (pente plus forte dans la partie aval du profil) (Figure 104).

A partir de ce constat, il est possible de reconstituer le profil à l'équilibre au Riss, qui correspond au profil théorique si le détournement n'avait pas eu lieu (petit pointillés bleus, Figure 104). Ce profil montre que le niveau de base correspondant est différent du niveau de base réel abandonné qui, d'après les lambeaux de terrasses conservés au Nord du chaînon de la Fare, devait correspondre à la vallée actuelle de la Touloubre (≈ 75 m) (Ambert, 1973) (Figure 101). Si l'on considère que la vallée de la Touloubre n'a pas subi de surrection tectonique importante, ce niveau de base correspond donc à un niveau de terrasse plus élevé et donc plus ancien que le Riss (Figure 104). Le profil théorique de ce cours d'eau ancien a été reconstitué à partir du profil théorique Riss et du niveau de base correspondant à la vallée actuelle de la Touloubre (petit pointillés rouges, Figure 104). Au niveau du vallon de la Vautubière, l'altitude de ce profil reconstitué est plus faible que l'altitude réelle des terrasses. Cette différence peut être interprétée comme résultant d'une surrection tectonique du chaînon de la Fare. Elle n'est plus que d'environ 25 m, contre les 50 m proposé par Ambert, (1973) (Figure 104).

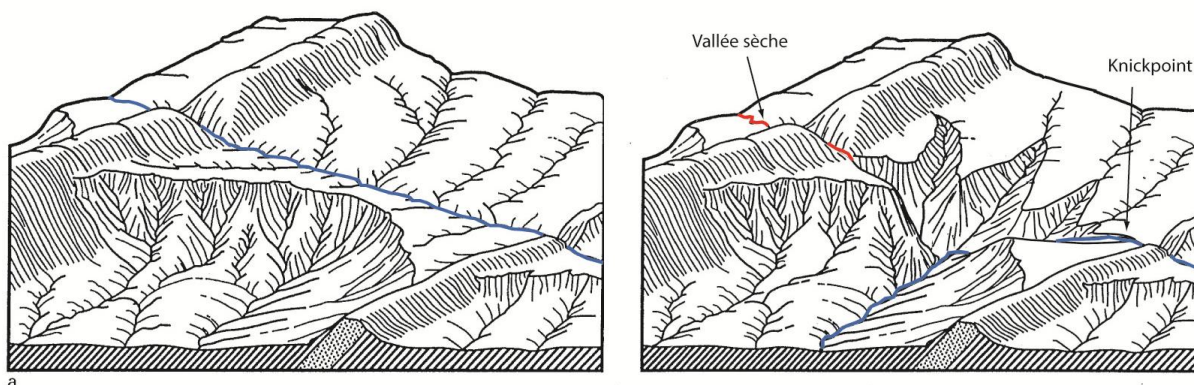


Figure 105: Exemple de capture par érosion régressive. a) Etat avant la capture. b) Etat après la capture. (Modifié d'après Bishop, 1995)

II-5-4-2) RE-ESTIMATION DE L'ÂGE DE LA TERRASSE DE LA VAUTUBIERE A PARTIR DES PROFILS EN LONG ET DES VITESSES D'INCISION

Les reconstitutions des profils en long théoriques de l'Arc permettent d'estimer les taux d'incision de la rivière. Ainsi, du Riss à l'actuel, l'incision de l'Arc est de 10 m (Figure 104). En considérant l'âge des dépôts corrélable entre les rivières Arc et Durance, l'âge de la terrasse Riss peut être estimé à 170 ± 20 ka (voir chapitre III-3). Le taux d'incision est donc de 0.06 ± 0.01 mm/an. L'incision entre la terrasse de la Vautubière et la terrasse Riss est d'environ 30 m. Si l'on considère un taux d'incision constant, il est possible d'estimer l'âge de la terrasse de Vautubière à 680 ± 80 ka, soit un âge Günz. En Crau, cet âge correspond à la terrasse des Glauges (voir chapitre II-6), seul témoin visible de terrasse quaternaire anté-Riss pour la Basse Durance (pas de terrasse du Mindel) (Colomb et Roux, 1978). En Moyenne Durance, il semble également que les terrasses du Mindel ne soient pas non plus représentées (Dubar et Semah, 1986). L'âge proposé pour la terrasse de Vautubière est donc cohérent

avec les observations morpho-climatiques régionales, aucun dépôt fluvial important ne semblant avoir eu lieu entre le Günz et le Riss.

Ainsi l'étude géomorphologique détaillée permet d'estimer la vitesse de surrection du chaînon de la Fare depuis le Günz. Elle est de 25 m en 680 ± 80 ka, soit de 0.037 ± 0.005 mm/an. Cette vitesse est compatible avec celle déduite des terrasses marines émergées du Nord de l'étang de Berre (Provansal et al., 1995). En effet, les âges U/TH s'échelonnent de 90 à 135 ka pour une terrasse surélevée de 4 m, soit une vitesse de soulèvement pour le chaînon de la Fare de 0.037 ± 0.07 mm/an.

II-5-5) LE DETOURNEMENT QUATERNAIRE DE LA TOULOUBRE

La Touloubre est une rivière d'environ 60 km de long, qui prend sa source près du village de Venelles au Nord d'Aix-en-Provence et qui se jette dans la partie nord de l'étang de Berre au niveau du Golfe de Saint Chamas, après avoir longé le flanc septentrional du chaînon de la Fare et traversé le plateau de calcarénites miocènes de Miramas (Figure 101). La partie amont de cette rivière est orientée quasi E-W tandis que la partie aval, qui traverse le massif miocène de Miramas est orientée N170°E (Figure 101 et Figure 106). Ce changement d'orientation se fait de manière brutale à l'Ouest de Grans, au contact avec la plaine de la Crau. Une reconstitution paléogéographique et morphologique de ce secteur avant l'épandage de la dernière terrasse de Crau (Crau de Miramas, d'âge würm, voir chapitre III-3) permet de constater que la Touloubre devait couler à travers la plaine de la Crau à cette période (Colomb et al., 1970) (Figure 101). Elle a été détournée au moment de la mise en place de la Crau de Miramas qui a apporté une quantité de matériel détritique important, lui constituant un barrage et l'obligeant à couler vers le Sud, probablement le long de la bordure orientale de la Crau dans un premier temps, avant de traverser le massif miocène de Miramas (Colomb et al., 1970). Le cours aval de la Touloubre est donc postérieur à l'âge de mise en place de la Crau de Miramas (Würm).

Le massif de Miramas est constitué par plusieurs vallées sèches rectilignes orientées NNW-SSE (Figure 106). Ces vallées sont souvent associées à des dépressions fermées. Cette morphologie a été interprétée par Ambert et Clauzon (1992) comme résultant de l'érosion éolienne causée par un vent soufflant du NNW (mistral ou tramontane actuel). En effet, les mêmes formes morphologiques se retrouvent à toutes les échelles de la Provence au Languedoc. D'après son orientation et sa morphologie, le cours aval de la Touloubre est hérité d'une de ces vallées (Figure 106). Cependant, ces vallées éoliennes se forment face au vent et donc dans le sens inverse du cours actuel de la Touloubre. Comment alors expliquer que la rivière ait pu emprunter ces vallées à contre-pente. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées :

-
- Légende**
- Crau
 - Tortonien
 - Miocène
 - Quaternaire inf.
 - Craie sup.
 - Dépression fermée
 - Faille
 - Littoral
- ETANG DE BERRE
- Crau
- S
- E
- de Berre
- M
- 0 1km

Un niveau de terrasse perchée, contenant des galets siliceux a été retrouvé dans la vallée aval de la Touloubre, alors que la rivière ne draine pas de terrains siliceux et n'en a, à priori, jamais drainé (Colomb et al., 1969). La faible quantité de ces dépôts ne permet pas une analyse pétrographique détaillée. Ces galets sont vraisemblablement duranciens et proviennent de la Crau. Ils ont été déposés dans la vallée soit par démantèlement des terrains de Crau par la Touloubre, soit par un mélange des dépôts Touloubre-Durance lors du détournement. Quoi qu'il en soit, ce niveau de terrasse peut être interprété comme le premier dépôt de la Touloubre aval, et non comme le dépôt d'un quelconque affluent local de l'Arc, plaidant plutôt pour la seconde hypothèse, à savoir que la Touloubre ait rempli la dépression éolienne avant de déborder.

Quoiqu'il en soit, il n'est pas nécessaire d'invoquer des déformations tectoniques pour expliquer le détournement du cours aval de la Touloubre, qui semble être uniquement liée à la mise en place de l'épandage le plus récent de la plaine de la Crau (Crau de Miramas, d'âge würm) (Colomb et al., 1970). Malgré cela, l'histoire géodynamique du cours aval de la rivière mériterait d'être étudiée plus précisément car les modalités de la mise en place de la vallée à contre pente dans une ancienne dépression éolienne ne sont pas clairement définies.

II-5-6) CONCLUSIONS CONCERNANT LA PROPAGATION VERS LE SUD DE LA DEFORMATION RECENTE.

Le chaînon de la Fare est constitué par un chevauchement à vergence sud probablement connecté au chevauchement d'Eguilles. Son étude a permis de mettre en évidence des déformations quaternaires affectant le versant méridional du chaînon. Cette observation montre que la propagation de la déformation récente vers le Sud ne s'est pas limitée au chaînon de la Trévaresse, mais qu'elle s'est propagé d'au moins 20 km vers le Sud. Les détournements ayant affectés les deux principales rivières de la zone sont contrôlés par des processus de géodynamique externe « classiques » (capture par érosion régressive pour l'Arc, colmatage pour la Touloubre). Cependant, en ce qui concerne l'Arc, la reconstitution des profils en long de rivière à partir de plusieurs niveaux de terrasses implique une surrection tectonique post-Günz de l'ordre de 25 m. Les vitesses de déplacement vertical déduites sont du même ordre de grandeur que celles calculées à partir de l'édification de terrasses marines préservées au Nord de l'étang de Berre (Provansal et al., 1995), soit d'environ $0,037 \pm 0,007$ mm/an.

Au Sud du chaînon de la Fare, le massif de la Nerthe correspond à un chevauchement à vergence nord dont la structuration est essentiellement d'âge pyrénéo-provençale (Andréani et al., 2009). Toutefois, les dépôts d'âge miocène y forment un anticlinal à grande longueur d'onde et à faible pendage et sont affectés par des failles présentant un rejet de faible amplitude (de l'ordre du mètre), d'orientation NE-SW, et dont « *le compartiment nord est surélevé et le compartiment sud affaissé* » (Dubois, 1964). Néanmoins, leur signature cartographique reste très faible ou ambiguë et un travail de terrain serait nécessaire pour préciser la nature et l'ampleur de ces accidents.

II-6) LES DETOURNEMENTS QUATERNAIRES DU COURS AVAL DE LA DURANCE

Le cours aval de la Durance a été le siège de phénomènes géodynamiques importants impliquant plusieurs détournement de son cours au Quaternaire (Gouvernet, 1959 ; Colomb et Roux, 1986) (Figure 107). Les dépôts des cailloutis de la plaine de la Crau, situés au Sud du massif des Alpilles, sont des dépôts alluviaux présentant un cortège pétrographique d'origine alpine, prouvant que cette plaine fut l'exutoire d'une paléo-Durance. En effet, actuellement, la rivière ne s'écoule plus en Crau. Elle a été détournée au Nord du massif des Alpilles (Figure 107) et se jette dans le Rhône au niveau d'Avignon. En Crau, les cailloutis ont été transportés puis déposés par au moins trois phases majeures d'alluvionnement différentes durant le Quaternaire, le long d'au moins deux cours différents. La Durance aval a donc subi au moins deux détournements successifs pendant le Quaternaire.

Ces bouleversements morphologiques se localisent au niveau de l'intersection avec la faille de Salon-Cavaillon (Figure 107). Depuis longtemps, les auteurs ont proposé l'intervention de la tectonique pour expliquer ces détournements, les mécanismes purement géomorphologiques n'étant pas capable de les expliquer à eux seuls (Gouvernet, 1959). Les modèles tectoniques proposés (propagation de l'anticlinal des Alpilles, basculement général plio-quaternaire de la Basse Provence vers le Sud-Est, réactivation de la « faille d'Alleins » au Nord du massif des Costes) (Gouvernet, 1959) ne sont pas satisfaisant pour expliquer ces changements de cours successifs. Le but de cette étude est de comprendre les relations éventuelles qu'il existe entre la tectonique récente de ce secteur et ces détournements tardifs.

II-6-1) LES COURS SUCCESSIFS DE LA DURANCE

II-6-1-1) LE SEUIL DE ST PIERRE DE VENCE (DE >5.9 MA A \approx 0.8 MA)

Lors de la crise de salinité messinienne, il y a environ 5,9 Ma, la Durance emprunte le défilé de St Pierre-de-Vence (Clauzon, 1979) (Figure 107), dans lequel elle va creuser un canyon en réponse à la chute eustatique de la Méditerranée. Ce canyon se comblera par des dépôts, d'abord marins puis continentaux, selon un modèle de Gilbert delta (Clauzon et al., 1995) jusqu'à 2 Ma (Clauzon, 1996). Elle continue par la suite d'emprunter ce cours au Pléistocène inférieur, comme en témoigne la présence dans ce seuil de la terrasse à gros galets des Glauges (Figure 107), qui présente un spectre minéralogique typique des formations duranciennes quaternaires, avec une abondance de galets de roches vertes et de roches à faciès « verucanno » (Colomb et Roux, 1978; 1986). Cette terrasse peut-être corrélée avec deux autres lambeaux présentant les mêmes caractéristiques pétrographiques : la terrasse d'Entressen et celle de Bray (terrasses Günz de la Figure 107). L'âge de la terrasse des Glauges est probablement Günz voire antérieur. Il est donné par datation relative par corrélation de faciès avec les hautes terrasses de la Durance, contraintes par une étude de paléomagnétisme (> 730 ka d'après Dubar et Semah (1986)), mais aussi par la présence d'un outil préhistorique ancien (Acheuléen) retrouvé à la surface de cette terrasse

(Colomb et Roux, 1986). Ainsi, les auteurs proposent un abandon de ce seuil à la transition Günz-Mindel (environ 540 ka), ce qui paraît être un âge minimum compte tenu des données du paléomagnétisme.

II-6-1-2) LE SEUIL D'EYGUIERES

Il est possible que la Durance ait empruntée, au cours de son histoire quaternaire, le seuil d'Eyguières (Figure 107). Toutefois, l'absence de dépôts alluviaux préservés ne permet pas de l'affirmer. En effet, pour Colomb et Roux, (1978), le seul indice pour le passage de la Durance à cet endroit est la présence de la terrasse de Bray (Figure 107), qui se situe en position distale par rapport au seuil, l'argument n'étant donc pas décisif. Les auteurs individualisent cette terrasse par rapport à celles des Glauges et d'Entressen, en tout point similaires d'un point de vue lithologique, uniquement sur des critères géométriques (pente de 5% trop forte pour être rattachés aux Glauges). En considérant des mouvements tectoniques possibles, voire très probables au niveau du seuil de St-Pierre-de-Vence (voir paragraphe II-6-2) et d'ailleurs envisagés par les auteurs eux-même, les critères géométriques ne peuvent pas être retenus. Il est donc plus vraisemblable de rattacher la terrasse de Bray à celles des Glauges et d'Entressen. Par conséquent, ces trois terrasses représenteraient un seul dépôt, qui déboucherait du seuil de St-Pierre-de-Vence.

II-6-1-3) LE SEUIL DE LAMANON (DE <0.8 A <0.1 MA)

La Durance emprunte ensuite le seuil de Lamanon au Pléistocène supérieur (Figure 107), déposant la Crau du Luquier, puis celle de Miramas, qui est la dernière nappe à se déposer en Crau (Colomb et al., 1969; Colomb et Roux, 1978). Les courbes isopaques de ces dépôts montrent un écoulement vers le Sud de la rivière lors de la mise en place de ces deux nappes (Colomb et Roux, 1986). La Durance devait donc se jeter directement dans la Méditerranée à cette époque. Ces deux terrasses ont été datées grâce à la méthode des nucléides cosmogéniques dans le cadre de cette thèse (voir chapitre III-3) : la Crau du Luquier est d'âge Riss (≈ 150 à 200 ka), celle de Miramas est Würm (≈ 70 ka). Ces résultats sont compatibles avec les contraintes chronologiques locales provenant de la paléontologie (Colomb et al., 1969 ; Evin et al., 1983) (voir chapitre III-3).

II-6-1-4) LE SEUIL D'ORGON (<0.1 A L'ACTUEL)

Actuellement la Durance emprunte le seuil d'Orgon au Nord des Alpilles (Figure 107). A cet endroit, il est possible de distinguer deux niveaux de terrasses emboîtées. Le niveau le plus ancien est recouvert, dans la carrière du Grand Vallon, par une formation de grèze à la base de laquelle un gastéropode a donné un âge ^{14}C (non calibré) à $28,2 \pm 0,46$ ka (Evin et al., 1983). L'âge calibré est de $33,7 \pm 0,5$ ka selon la courbe de calibration de Fairbanks et al. (2005).

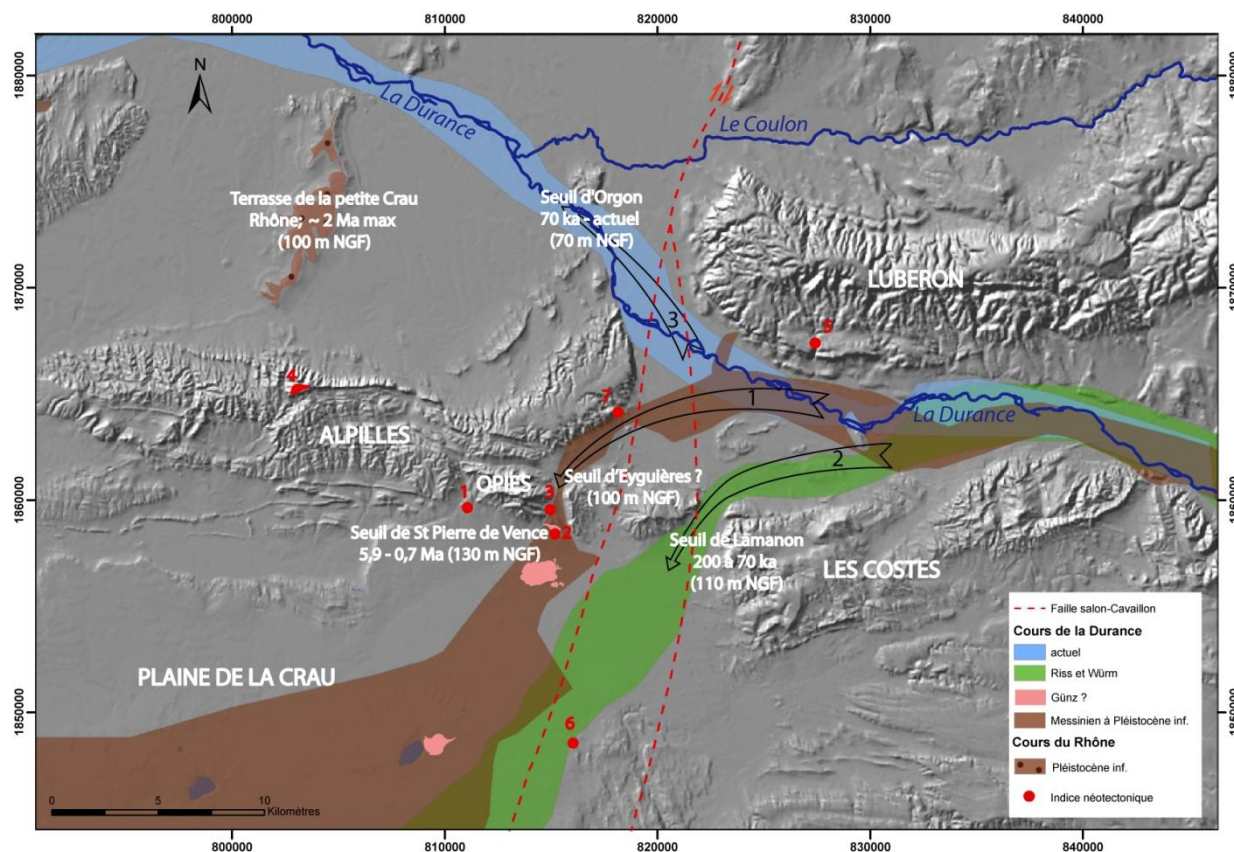


Figure 107: Les différents tracés du cours aval de la Durance au Plio-Quaternaire et localisation des indices néotectoniques (voir paragraphe II-6-3).

II-6-2) MECANISME DU DETOURNEMENT

La Durance a donc subi au moins deux importants détournements successifs au cours du Quaternaire : le premier vers l'Est du seuil de St-Pierre de Vence vers le seuil de Lamanon, et le dernier du seuil de Lamanon vers le seuil d'Orgon (Figure 107). Nous allons voir dans cette partie pourquoi ces détournements ne peuvent pas être expliqués sans faire intervenir de déformations tectoniques quaternaires, et comment ces déformations ont contrôlées les modalités et la chronologie de ces détournements.

II-6-2-1) POURQUOI LA TECTONIQUE CONTROLE-T-ELLE LES DETOURNEMENTS QUATERNAIRES DE LA DURANCE ? LE PROBLEME DU SEUIL D'ORGON.

Au Nord des Alpilles, des terrasses pléistocènes appartenant au Rhône (Catzigras et al., 1977) se situent à la cote 100 m NGF (terrasses de la petite Crau, Figure 107), soit 30 m environ au dessus de l'actuel seuil d'Orgon (Figure 107). A cette période, la Durance empruntait alors soit le seuil de St Pierre, à 130m NGF, soit le seuil de Lamanon à 110 m NGF. Aucun obstacle n'est présent entre ces seuils et les terrasses du Rhône. En considérant une telle géométrie, le Rhône aurait dû capturer la Durance au Nord des Alpilles durant le Pléistocène inférieur. Il faut donc obligatoirement envisager que le seuil d'Orgon

servait d'obstacle et se situait donc à une altitude supérieure à 110 m NGF. Les seuls processus susceptibles d'abaisser ce seuil et de capturer la Durance sont l'érosion régressive et/ou une subsidence tardive. La seule rivière susceptible d'abaisser le seuil par érosion régressive durant le Pléistocène supérieur est le Coulon, qui draine le Nord du Luberon (Figure 107). Cette rivière est de taille modeste et présente un potentiel érosif bien moins élevé que la Durance. Ainsi, il ne semble pas possible que le Coulon ait pu capturer la Durance par érosion régressive. De plus, son éloignement relatif par rapport au seuil nous conduit à ne pas considérer ce mécanisme seul pour expliquer le dernier détournement de la Durance. Il ne reste donc plus qu'à invoquer une subsidence. Notons qu'une hypothèse émise par Gouvernet (1959) est l'effondrement karstique au niveau de ce seuil. Les données de forage (BSS ; <http://infoterre.brgm.fr>) montrent que les alluvions récentes au niveau du seuil d'Orgon (30 m d'épaisseur) reposent sur au moins 40 m de marnes bleues probablement pliocènes. Un effondrement karstique récent, s'il a eu lieu, doit donc provenir de l'effondrement d'une cavité située à une profondeur supérieure à celle où les marnes sont retrouvées, soit à au moins 70 m de profondeur. Ceci implique une taille de cavité très importante pour permettre une subsidence en surface nécessaire de l'ordre de 30 à 40 m. Aucune évidence d'une telle cavité ne peut être apportée à cette hypothèse, d'autant plus que les quelques cavités connues en Provence sont plutôt de taille modeste (Audra et al., 2002). Ces observations nous incitent à privilégier l'hypothèse de la subsidence tectonique.

Nous allons voir que cette subsidence locale et tardive du seuil d'Orgon s'intègre parfaitement dans le modèle structural proposé pour l'évolution tectonique de la zone de faille de Salon-Cavaillon (voir Chapitre I-3) et ses interactions avec les chaînons des Alpilles et du Luberon.

II-6-2-2) RAPPEL SUR LES MODALITES DE DEFORMATION DES TERMINAISONS DES CHAINONS DES ALPILLES ET DU LUBERON

L'étude structurale présentée dans le chapitre I-3 a permis de caractériser les déformations post-oligocènes des extrémités des chaînons des Alpilles et du Luberon à proximité de la faille de Salon-Cavaillon. Les résultats ont montré que le Luberon se déformait selon un modèle de pli d'entraînement le long d'une faille de transfert dextre. Ce type de déformation induit une flexuration (en rotation horaire) d'environ 30° de la terminaison ouest du pli. La terminaison orientale des Alpilles, quant à elle, a subi une rotation antihoraire rigide autour d'un axe vertical d'environ 45°, guidée par des failles de transfert courbes. Cette rotation rigide, liée à un niveau de décollement plus superficiel de ce côté de la faille de Salon-Cavaillon, a provoqué la mise en compression et la propagation des plis-failles dans le massif des Opies, situé au Sud. De nombreux indices néotectoniques dans ce secteur ont été recensés. Ils sont compatibles avec le modèle de déformation proposé suggérant que ces déformations ont été actives durant le Quaternaire. Aucune évidence d'un changement des directions de contraintes pouvant conduire à un changement de régime tectonique entre le Miocène et l'actuel dans ce secteur n'a pu être mise en évidence (Combes, 1984 ; Villéger, 1984 ; Ritz, 1991).

II-6-2-3) MODELISATION DES DEFORMATIONS DANS LE SECTEUR DE LA FSC

Il faut donc comprendre comment créer de la subsidence au niveau du seuil d'Orgon dans un contexte régional en compression, probablement assez stable depuis le Miocène et pourquoi ce détournement s'est produit si tardivement. Une modélisation numérique a été entreprise (Figure 108 ; Figure 109) afin d'évaluer les déformations verticales locales résultant de l'évolution tectonique des extrémités des deux chaînons (Alpilles et Luberon). Cette modélisation est basée sur un modèle de rotation rigide de blocs indéformables, représentant les extrémités des chaînons, dans un environnement élastique. Elle a été réalisée avec le logiciel Cast3M (CEA) et l'aide de Vincent Godard (CEREGE). Dans un modèle en 3 dimensions (Figure 108), les deux extrémités des chaînons sont considérées comme deux blocs rigides indéformables. Les profondeurs des niveaux de décollement de chaque chaînon ont été respectées. Aucun état de contrainte extérieur n'étant appliqué, les déformations résultent uniquement des contraintes locales générées par la rotation des deux blocs rigides.

Les paramètres physiques utilisés sont les suivants :

- Pour les blocs rigides (en rouge, Figure 108) : module de Young (E) = 2.10^{11} Pa ; coefficient de Poisson (ν) = 0.25 ; densité (ρ) = 2200 kg.m^{-3} . L'épaisseur du bloc est de 3500 m pour les Alpilles et 5000 m pour le Luberon.
- Pour le reste, considéré comme un milieu isotrope élastique, $E = 2.10^{10}$ Pa ; $\nu = 0.25$; $\rho = 2200 \text{ kg.m}^{-3}$. L'épaisseur du bloc est de 20 km.

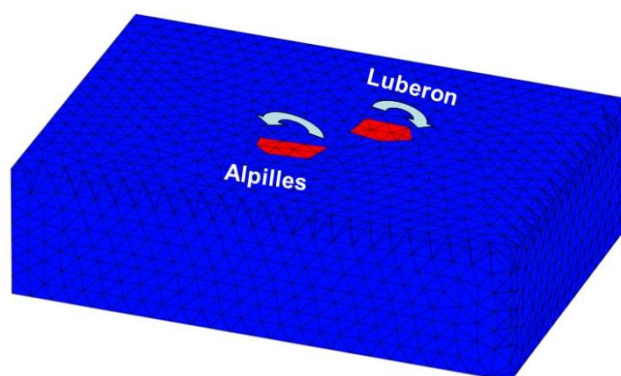


Figure 108 : Principe de la modélisation 3D des déformations engendrées par la rotation rigide des terminaisons des chaînons des Alpilles et du Luberon. Les blocs rouges sont rigides et correspondent aux terminaisons des chaînons. En bleu, un milieu considéré comme élastique. L'état présenté ici correspond à l'état initial anté-déformation post-Oligocène.

Pour la reconstitution, la vitesse de rotation des blocs est considérée homogène et continue et a été calculée depuis le début de l'inversion tectonique miocène il y a 16 Ma. Les vitesses sont les suivantes:

- La partie orientale des Alpilles subit une rotation de $2^\circ/\text{Ma}$ (32° intégrés sur 16 Ma).
- La partie occidentale du Petit Luberon, affectée par la structure en pli d'entraînement, subit une rotation horaire de $1.65^\circ/\text{Ma}$ (26° intégrés sur 16 Ma)

Afin de bien visualiser les processus actuels, l'évolution tectonique se fait depuis le début de l'inversion tectonique il y a 16 Ma jusqu'à 6 Ma après le présent. Quelques étapes de la modélisation sont présentées en Figure 109.

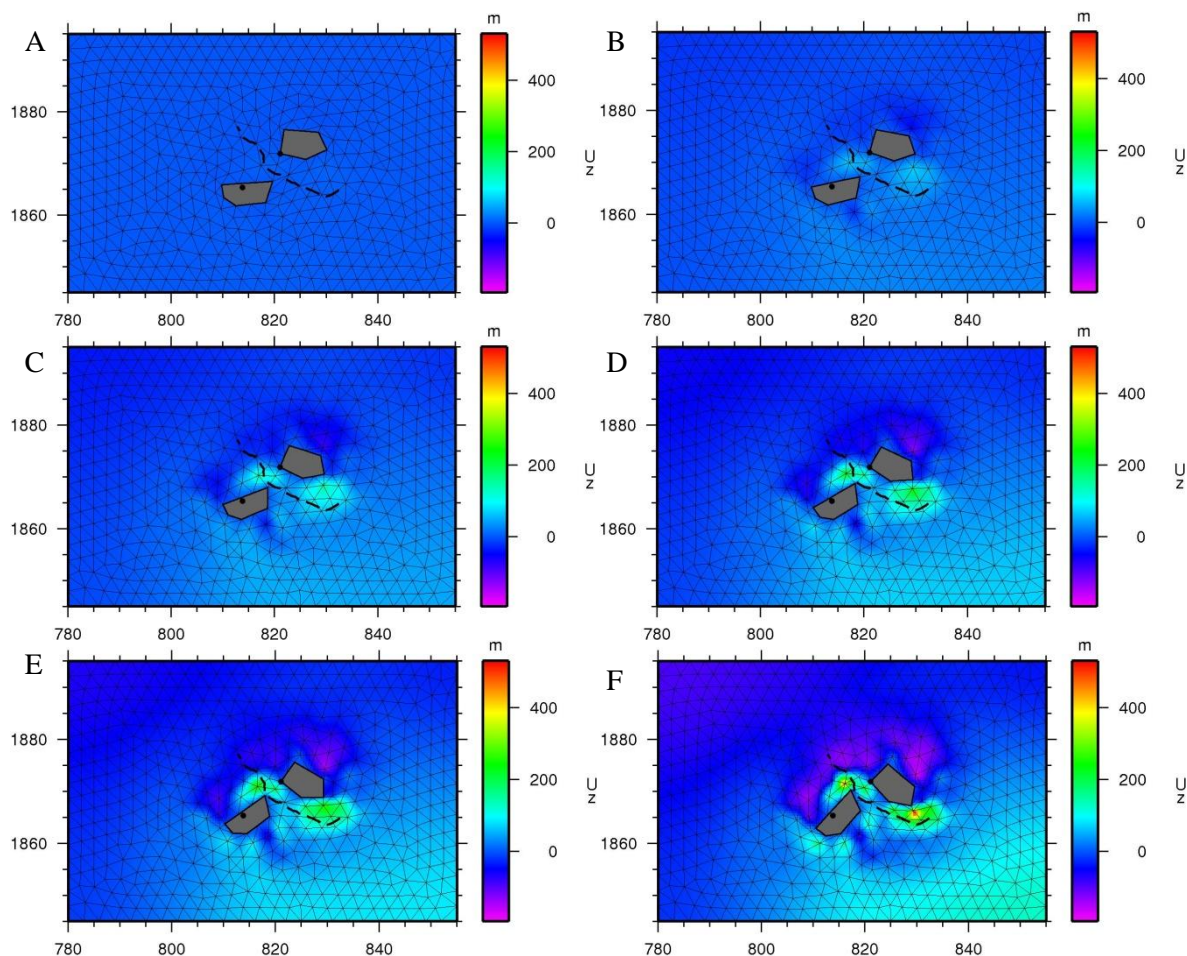


Figure 109: Evolution des déplacements verticaux engendrés par la rotation des extrémités des chaînons des Alpilles et du Luberon, considérés comme des blocs rigides (en gris), dans un environnement élastique. Les points noirs correspondent aux pôles de rotation, le trait pointillé noir correspond au cours actuel de la Durance. 50 pas de déformations sont calculés entre l'état A (initial = - 16 Ma : pas 0) et l'état F (+6 Ma : pas 50). L'état E correspond à l'état actuel (pas 36). Les vitesses de déformations sont constantes. B = pas 10 ; C = pas 20 ; D = pas 30.

L'évolution de la déformation verticale le long du tracé actuel de la Durance est représentée en Figure 110, avec la localisation de chaque courbe d'évolution en Figure 111. Notons que les valeurs de ce modèle dépendent des paramètres physiques choisis en fonction de valeurs caractéristiques mais non calibrées par des mesures expérimentales. Ainsi, les résultats doivent donc être interprétés uniquement de manière qualitative et non quantitative. Trois types de comportement peuvent être différenciés :

- Dans la partie orientale, au Sud du Luberon, la propagation du pli d'entraînement, matérialisé par la rotation horaire de sa terminaison occidentale, conduit à une surrection continue constante (Figure 110a et Figure 111). Trois points montrent également de la surrection au niveau du seuil

d'Orgon (Figure 111). Ils résultent vraisemblablement d'un effet lié à la taille du maillage et ne sont pas représentatifs.

- Dans la partie Nord-Ouest, à l'inverse, une subsidence continue est observée (Figure 110c et Figure 111).
- Dans la partie centrale, l'évolution est plus complexe. En effet, la surrection est d'abord continue puis l'on assiste à un changement de régime local avec de la subsidence entre les chaînons des Alpilles et du Luberon (Figure 110b et Figure 111). Cette subsidence tardive est liée à la position et la géométrie des blocs rigides. Les premiers signes de subsidence dans cette zone ont lieu au bout d'un tiers de la rotation, alors qu'elle est plus tardive et proche de la géométrie actuelle sur la majorité des points. Elle semble être contrôlée par un angle critique à partir duquel les deux extrémités du chaînon s'éloignent au lieu de se rapprocher. Cette subsidence tardive entre les deux chaînons (Figure 111) permet d'expliquer les modalités du dernier détournement de la Durance.

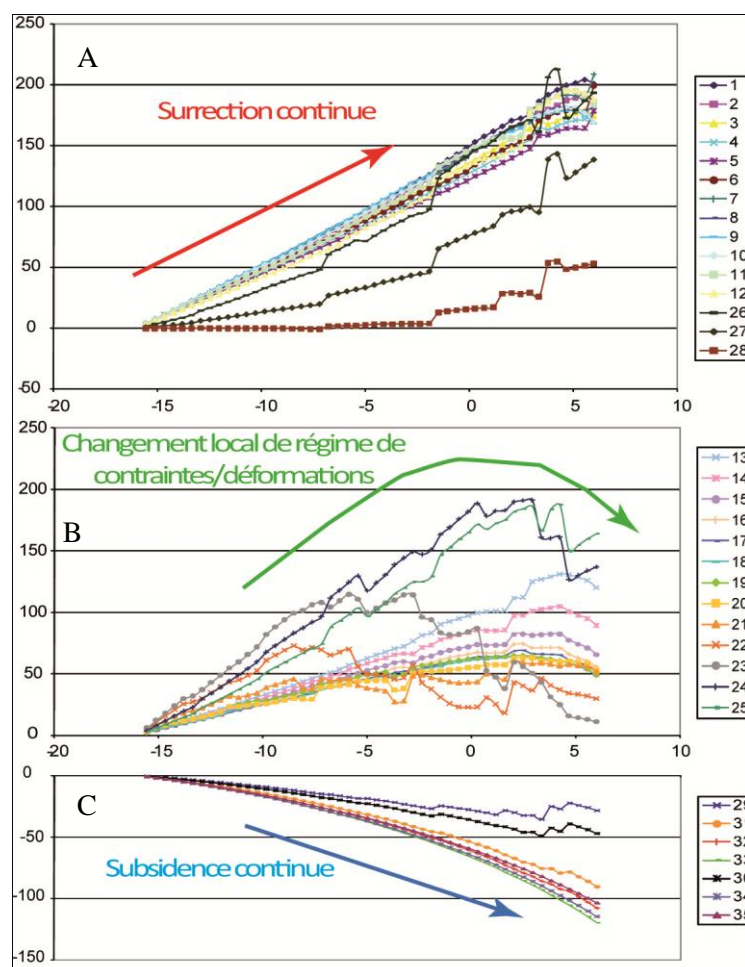


Figure 110: Modélisation de l'évolution des déformations verticales (en ordonnée) le long du tracé actuel de la Durance au cours du temps (en abscisse). Les numéros de points correspondent aux localisations sur la Figure 111. A) Evolution marquée par une surrection continue. B) Evolution marquée par un changement local de régime de contraintes/déformations entre le Luberon et les Alpilles. C) Evolution marquée par une subsidence continue.

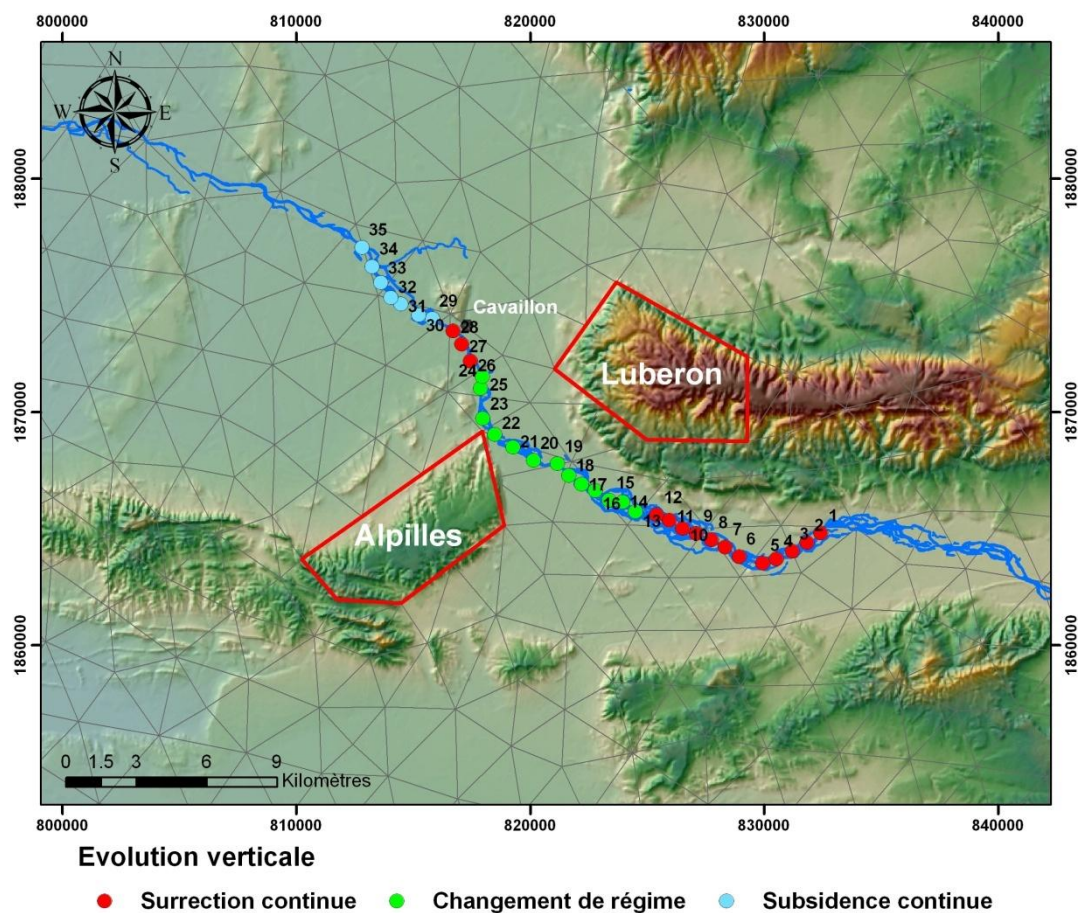


Figure 111: Style d'évolution de la déformation depuis le Miocène le long du tracé actuel de la Durance déduit à partir de la modélisation. Les courbes d'évolution pour chaque point sont présentées en Figure 110. Les polygones rouges correspondent à la position des blocs rigides modélisés à l'état actuel.

II-6-3) LES INDICES DE DEFORMATIONS RECENTES

De nombreux indices de tectonique plio-quaternaire sont présents dans ce secteur (Figure 107). Ils peuvent permettre de quantifier la déformation récente verticale locale :

II-6-3-1) SOULEVEMENT AU SUD DES ALPILLES

- Il se traduit par le basculement de la surface d'abandon des Gilbert deltas à 2 Ma (surface d'abandon de la Vieille Crau) au Sud du massif des Opies (Colomb and Roux, 1978) (Figure 112 ; localisation Figure 107, indice 1). Ce basculement est de 2° vers le Sud. Il est induit par la surrection du massif des Opies. En considérant que cette surrection est liée au jeu inverse de la faille d'Aureille (bordure sud des Opies), le taux de surrection minimum calculé est de l'ordre de 0.04 ± 0.01 mm/an.

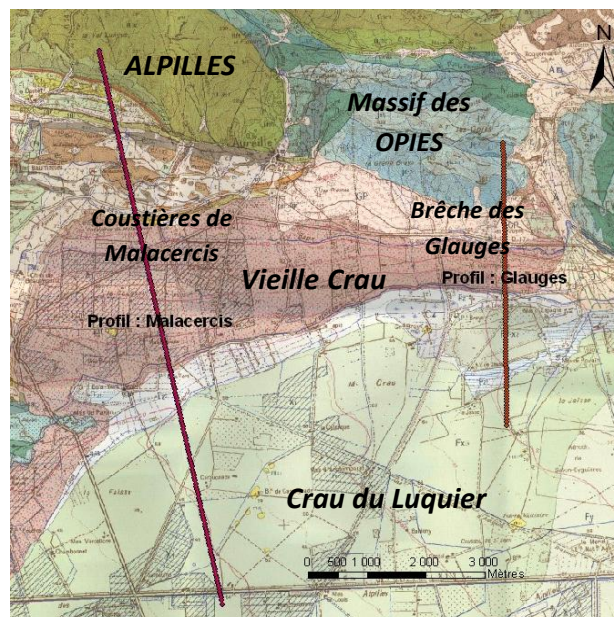
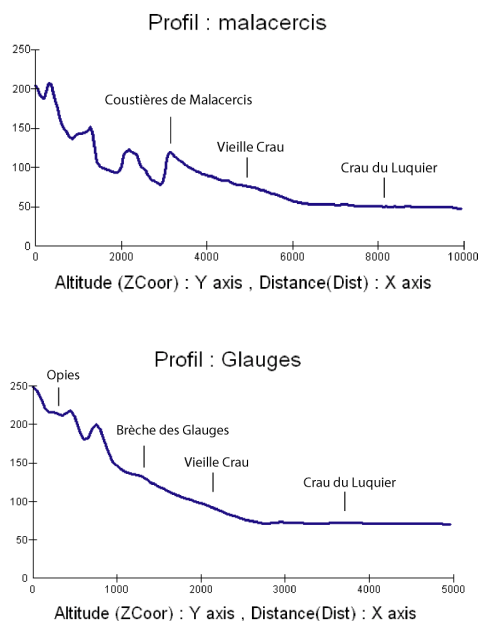


Figure 112: Profils topographiques au Sud des Alpilles montrant le basculement vers le Sud de la Vieille Crau, vraisemblablement à cause de la réactivation tardive de la faille inverse d'Aureille.

- Ce soulèvement du massif des Opies est également attesté par le basculement de la terrasse des Glauges (Figure 113), située au niveau du seuil de St Pierre de Vence (localisation Figure 107, indice 2). Ce lambeau de terrasse à gros galets présente un spectre typique de la Durance quaternaire. Son âge est probablement Günz (voir paragraphe II-6-1-1). Sa pente moyenne, de l'ordre de 4° vers le Sud, est trop élevée pour pouvoir être expliquée uniquement par une pente sédimentaire (e.g. Hooke, 1968). L'origine tectonique de ce basculement est confortée par sa localisation, dans la continuité du basculement de la surface d'abandon à 2 Ma. Son étendue est toutefois insuffisante pour pouvoir quantifier précisément la déformation subie.
- Des huîtres pliocènes attestent de la présence de la mer à 190 m NGF, soit 110 à 120 m au dessus de son niveau de base de l'époque (Haq et al., 1987), en bordure orientale du massif des Opies (localisation Figure 107, indice 3). La vitesse de surrection estimée est de 0.026 ± 0.004 mm/an, du même ordre que celles déduites du basculement de la surface d'abandon du Valensole II.



Figure 113: Vue en coupe N-S de la terrasse des Glauges (depuis le seuil de St Pierre de Vence), suggérant un basculement tectonique vers le Sud.

II-6-3-2) SURRECTION DANS LES ALPILLES

La surface de Caumes (Figure 107, indice 4), située à 350 m NGF dans les Alpilles correspond à la surface d'abandon pré-évaporitique (5.9 Ma) (Demarck, 1960). Cette surface est perchée par rapport à son équivalent en amont (Demarcq, 1960). De plus, la surface sommitale du rocher de St Pierre, qui surplombe Cavaillon, est située à 170 m NGF et semble lui correspondre, ce qui impliquerait une surrection différentielle des Alpilles par rapport au rocher de Cavaillon de 0.03 mm/an. Toutefois le manque de contraintes chronologiques fiables nous incite à rester prudents quant à cette interprétation.

II-6-3-3) SURRECTION DANS LE LUBERON

La transition marin-continental est perchée dans le canyon du Régalon (Figure 114 ; localisation Figure 107, indice 5). En effet, on retrouve des sables pliocènes contenant une faune marine (essentiellement *Terebratulla ampulla*) à la côte 200 m NGF (Goguel, 1932 ; Granier, 1966). Ces dépôts se retrouvent dans deux cavités symétriques de part et d'autre de la gorge. Cette morphologie, d'abord interprété par Granier (1966) comme résultant d'une cavité ajourée par un effondrement karstique, pourrait correspondre à une encoche littorale associée à la transgression pliocène (Clauzon, 1979). Quoiqu'il en soit, avec un âge de la transition marin-continental pouvant être estimé à 4,5 à 5 Ma dans ce secteur (Aguilar et al., 1989) et un paléo-niveau de la mer à +70 m (Haq et al., 1987) le taux de surrection d'environ 0.027 mm/an.

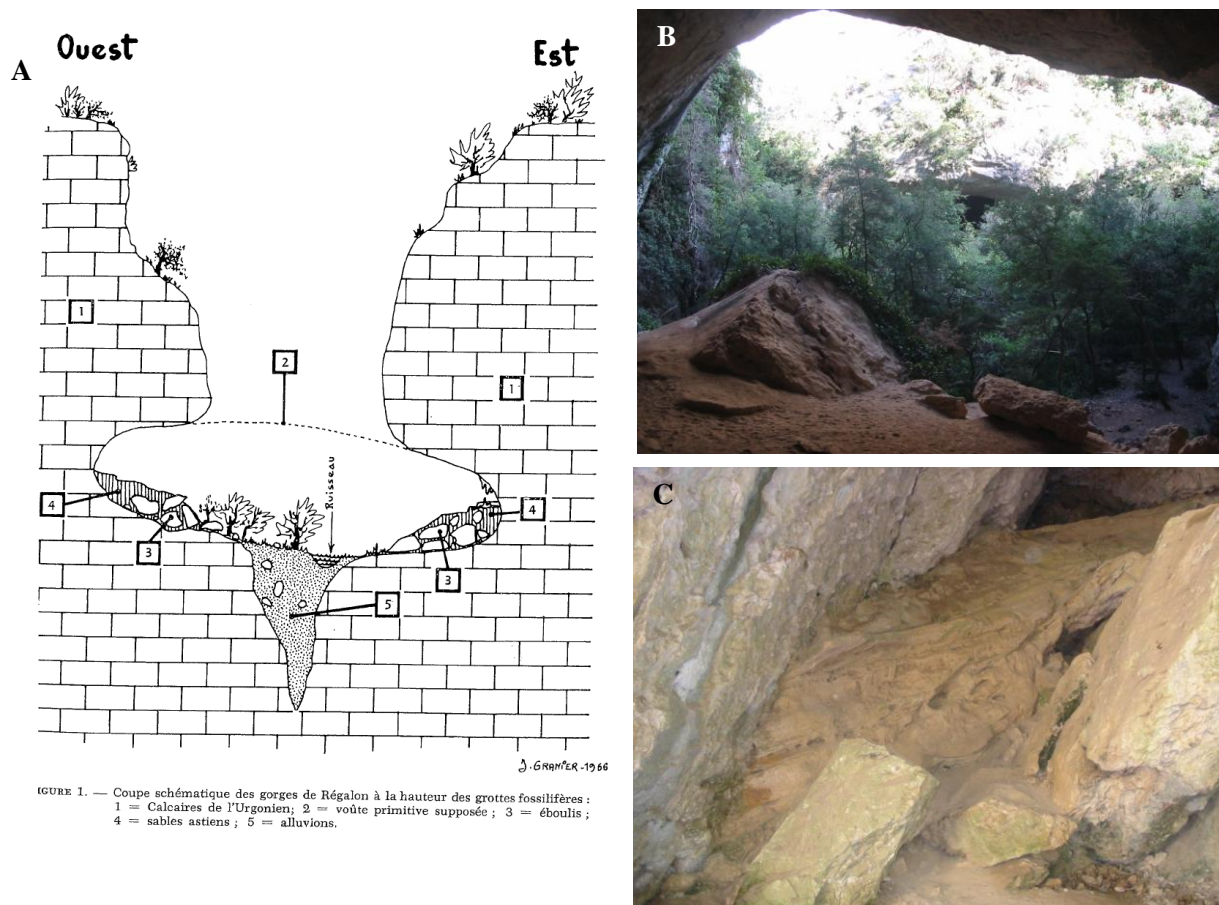


Figure 114: Dépôts pliocènes perchés dans les gorges du Régalon : A) Schéma morphologique d'une coupe E-W des gorges au niveau des grottes (d'après Granier, 1966). B) Vue de la grotte Est depuis la grotte Ouest. C) Dépôt de sable pliocène dans la grotte Est.

II-6-3-4) SUBSIDENCE DANS LA PLAINE DE LA CRAU

Une étude de stratigraphie séquentielle des dépôts quaternaires de Crau a mis en évidence des structures en éventail aux abords de la faille de Salon-Cavaillon (Roure et al., 2004), impliquant un rejet quaternaire vertical de la partie sud de la faille de 20 m maximum (localisation Figure 107, indice 6). L'âge des dépôts affectés est Riss (Crau du Luquier, voir chapitre III-3) et peut être estimé entre 140 à 200 ka. La subsidence serait alors de 0.1 à 0.14 mm/an dans la partie sud de la Crau. L'éventail semble de moins en moins développé vers le Nord. Toutefois, la nature parcellaire des données nous incite à n'accorder que peu de crédit à cette interprétation. En effet, les « éventails » mis en évidence sur des profils E-W ne sont souvent contraints que par 2 sondages.

II-6-3-5) RUPTURE QUATERNAIRE ATTRIBUEE A LA FAILLE DE SALON-CAVAILLON

Un plan faillé (N140°E, 55°N, pitch 18°E) affecte un cône quaternaire daté à $28,2 \pm 0,46$ ka (Evin et al., 1983) dans la carrière du Grand Vallon (Terrier, 1991) (Figure 115; localisation Figure 107, indice 7). Ce plan est interprété par Terrier (1991) comme résultant de l'activité tardive d'une faille secondaire de type Riedel associée au système de faille de Salon-Cavaillon. Cet affleurement n'est actuellement plus visible car la zone a été remblayée.

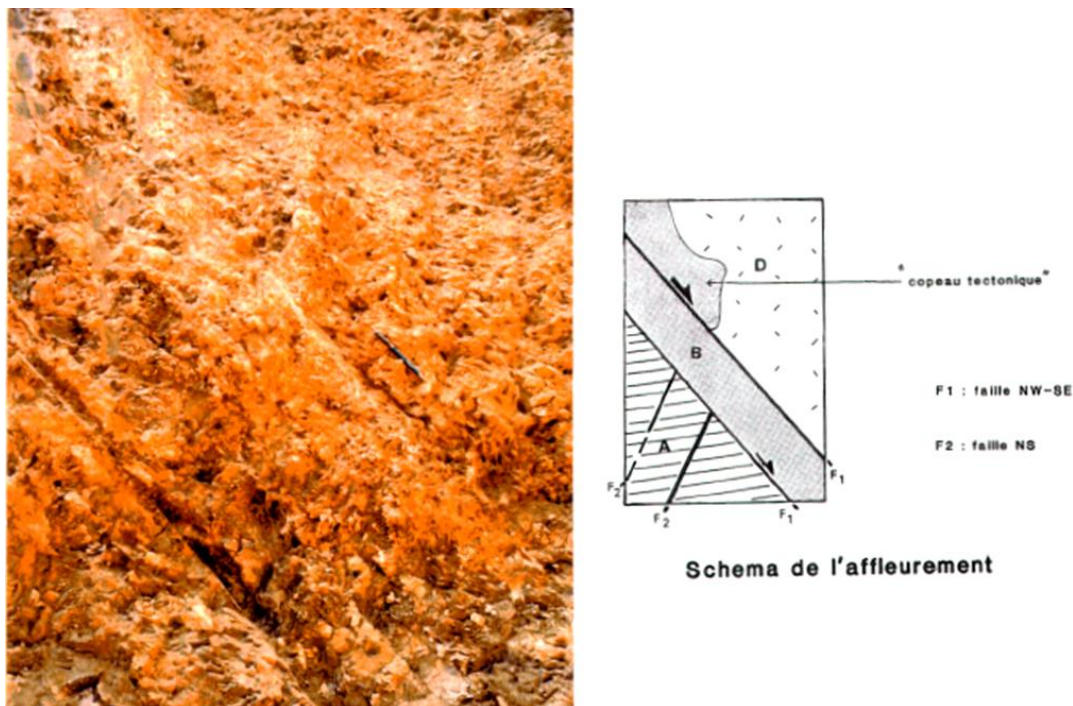


Figure 115 : Photographie et interprétation de la rupture de la carrière du Grand Vallon (d'après Terrier, 1991)

II-6-4) DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

II-6-4-1) DETOURNEMENT VERS L'EST

Les indices de déformations récentes dans le Seuil de St Pierre-de-Vence indiquent que la zone a subi une surrection plio-quaternaire. Cette surrection pourrait résulter de la propagation vers l'Est de l'anticlinal des Opies sur la faille d'Aureille, contrôlée par la rotation anti-horaire autour d'un axe vertical du bloc oriental des Alpilles. Le premier détournement majeur, aboutissant à l'abandon du seuil de St-Pierre de Vence, peut ainsi s'expliquer aisément par la surrection tectonique du massif des Opies. Ce détournement a lieu postérieurement au dépôt de la terrasse quaternaire des Glauges, probablement d'âge Günz (≈ 700 ka). La vitesse relative de surrection du seuil de St Pierre-de-Vence par rapport au seuil de Lamanon peut être calculée par rapport à la différence d'altitude entre ces deux seuils (20 m) et leur âge d'abandon. La vitesse de surrection minimum est d'environ 0.03 mm/an. Cette vitesse est compatible avec celle déduite pour le Sud des Alpilles et le soulèvement du massif des Opies à partir des indices de déformations récentes (basculement de la surface d'abandon du Valensole II, de la terrasse des Glauges et présence d'huîtres à des altitudes anormalement élevées).

II-6-4-2) DETOURNEMENT VERS LE NORD

Nous avons vu que le détournement de la Durance vers le Nord des Alpilles est nécessairement contrôlé par la tectonique quaternaire. La modélisation numérique basée de l'étude structurale a permis de mettre en évidence la possibilité d'une subsidence tardive entre le chaînon des Alpilles et celui du

Luberon. Cette subsidence tardive est compatible avec les modalités de détournement de la Durance, sans avoir obligatoirement à faire intervenir un changement de régime tectonique au Quaternaire récent. L'âge de ce détournement a pu être contraint à 70 ka grâce aux datations ^{10}Be (voir chapitre III-3). La vitesse relative de subsidence du seuil d'Orgon par rapport au seuil de Lamanon peut être calculée à partir de la différence d'altitude entre ces deux seuils (40 m) et l'âge du détournement. Elle est d'environ 0.6 mm/an. Cette vitesse est très élevée par rapport aux connaissances régionales et aux observations de terrain. Notons tout de même qu'il s'agit d'une vitesse maximum si l'on considère que le seuil de Lamanon a probablement été surélevé depuis le détournement par l'activité tectonique des Alpilles, et plus particulièrement du massif des Opies, et que le seuil d'Orgon a pu en partie être abaissé par d'autres phénomènes que la tectonique (érosion régressive). Les résultats de la modélisation numérique suggèrent que la subsidence soit du même ordre de grandeur que la surrection, mais la simplification du modèle ne permet pas une quantification fiable des déplacements verticaux.

II-7) REACTIVATION PLIO-QUATERNAIRE DES STRUCTURES A L'EST DE LA FAILLE DE LA MOYENNE DURANCE.

En Provence orientale, à l'Est de la FMD, l'essentiel de la structuration est d'âge pyrénéo-provençal (e.g. Guieu, 1968 ; Tempier, 1987 ; Champion et al., 2000 ; Leleu, 2005) ; le raccourcissement post-oligocène étant très faible. En effet, de nombreuses structures sont cachetées par les dépôts marins ou continentaux miocènes peu ou pas déformés (pli de Mirabeau, du Concors, de la Sainte Victoire...). Cependant, les déformations récentes du front alpin semblent se propager à travers le plateau de Valensole (Hippolyte et Dumont, 2000) et des indices de déformations récentes sont reportés sur certaines structures de Provence orientale. C'est le cas notamment à proximité du chevauchement de Vinon-sur-Verdon et sur la montagne Saint-Victoire. Cette partie propose une étude de ces deux structures afin de caractériser l'évolution post-oligocène de la Provence orientale.

II-7-1) ETUDE DU CHEVAUCHEMENT DE VINON-SUR-VERDON

II-7-1-1) INTRODUCTION

Cette partie s'appuie sur un travail réalisé dans le cadre du stage d'Aurélien Tassy (Master 1 SET de l'université Paul Cézanne), que j'ai co-encadré lors de l'année 2007. (Tassy, A., 2007. Tectonique récente du chevauchement de Vinon-sur-Verdon. Rapport de Master1 de l'Université Paul Cézanne, Aix-Marseille III, 36 pp.).

Le chevauchement de Vinon se situe à l'Est de la FMD. Comme la plupart des structures de ce secteur, il présente une vergence vers le nord et a été mis en place durant la phase pyrénéo-provençale (Tempier, 1987). La reprise de ces chevauchements lors de la phase alpine n'est pas établie. L'existence d'un indice de déformation plio-quaternaire à proximité de cette structure justifie de faire une réévaluation de son activité tectonique récente. Les objectifs de cette étude sont : (i) d'améliorer la connaissance de la géométrie 3D du chevauchement de Vinon-sur-Verdon, (ii) de caractériser sa cinématique et l'état de contraintes plio-quaternaire. Pour cela nous utilisons une approche basée sur des analyses structurales, microtectoniques et géophysiques (tomographie par résistivité électrique).

II-7-1-2) CADRE STRUCTURAL

La région du Bas-Verdon, entre le plateau de Valensole au Nord et la plaine de Rians au Sud, est constituée par une succession de plis-failles orientés WNW-ESE, compartimentés par un réseau de failles secondaires plus ou moins perpendiculaire à ces plis (Morabito, 1967) (Figure 116). D'autres part, plusieurs fossés tectoniques oligocènes structurés sous la forme de demi-graben orientés plus ou moins N-

S sont présents à l'Est du chevauchement de Vinon (Touraine, 1967). Les plis majeurs d'orientation WNW-ESE sont constitués d'anticlinaux de rampe à vergence nord. Ce sont, du Nord au Sud : les plis de Gréoux-les-Bains, de Vinon-sur-Verdon, de Ginasservis et de Mirabeau. Les failles de direction NNE-SSW sont majoritairement des décrochements qui affectent ces plis-failles (Figure 116). Ces derniers affectent des dépôts d'âge éocène alors que les fossés tectoniques oligocènes les recoupent, permettant d'attribuer leur mise en place à la phase pyrénéo-provençale.

Le pli-faille de Vinon (Figure 116) évolue rapidement en pli couché à St Julien, voire peut-être en chevauchement plat (tectonique de nappe) au Pas de la Colle (de Lapparent, 1950 ; Morabito, 1967) (Figure 116). Le tracé précis du chevauchement peut être suivi le long du Verdon jusqu'à Vinon-sur-Verdon, où il affleure dans le village au pied de la falaise constituée par des terrains du Lias. Il disparaît vers l'Ouest sous les alluvions quaternaires du Verdon.

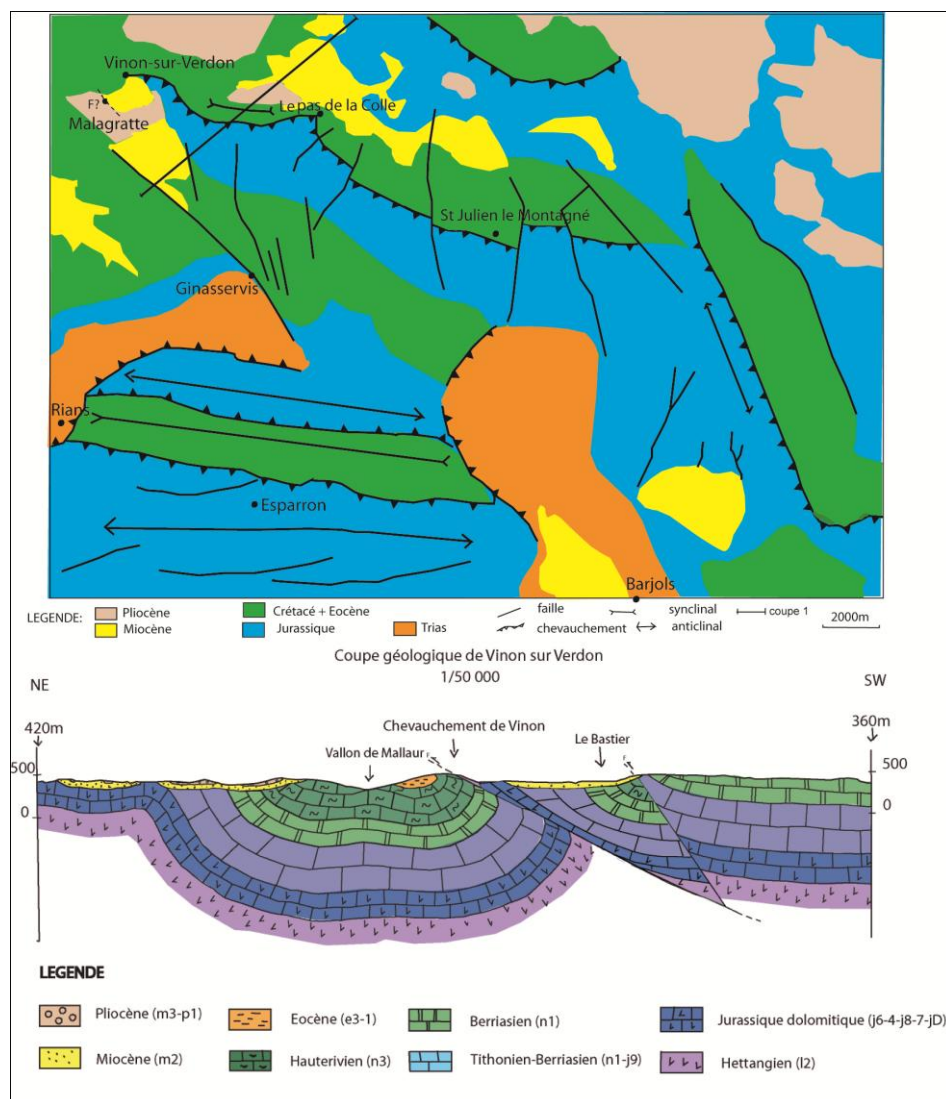


Figure 116: Contexte structural et coupe géologique à 1/50000 du chevauchement de Vinon (d'après Tassy, 2007).

II-7-1-3) TECTONIQUE POST-OLIGOCENE

Les puissantes barres calcaires du Lias chevauchent les sables et argilites éocènes sur la majeure partie du pli. D'après Morabito (1967), des brèches et argilites miocènes sont également chevauchées par des calcaires jurassiques près du lieu dit du « Pas de la Colle » (Figure 116), ce qui impliquerait une réactivation au cours de la phase alpine. Ce contact a pu être observé (Figure 117A), mais aucune évidence flagrante de tectonique n'a pu être décelée. Il semble être de nature sédimentaire, le calcaire jurassique pouvant correspondre à un olistolithe emballé dans le Miocène. Plus globalement, aucune évidence de l'implication de Miocène dans les mouvements du chevauchement de Vinon n'a pu être observée

En revanche, à environ 1 km en arrière du chevauchement, la série miocène en discordance sur le Crétacé est brutalement en contact avec les conglomérats pliocènes du Valensole II. Ce contact anormal, qui présente une orientation N120°E est clairement visible au bord de la D554 menant à Ginasservis (Figure 117B). Une étude à l'aide de tranchées de paléosismicité (Grellet et Combes, 1995) a confirmé qu'il s'agissait bien d'un contact tectonique (non signalé sur la carte géologique de Tavernes au 1/50000), caractérisé par une faille décrochante dextre, que nous appellerons faille de Malagratte.

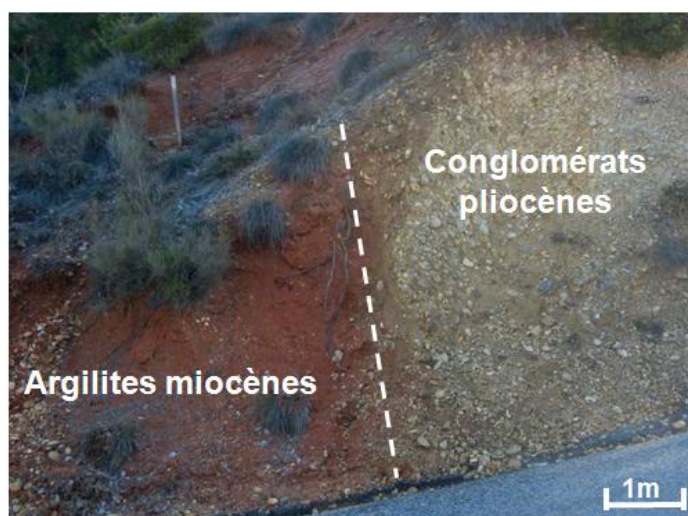


Figure 117: Photo des contacts: A: Jurassique sur Miocène au Pas de la Colle: Le contact Miocène/Jurassique correspond probablement à un olistholite et non à un chevauchement comme supposé par Morabito, (1967) B : Contact sub-vertical par faille entre le Miocène et le Pliocène (Val. 2) au niveau de Malagratte.

II-7-1-4) ANALYSE MICROTECTONIQUE DE LA REGION DE VINON

II-7-1-4-A) SITE DE VINON-SUR-VERDON

A cause de la lithologie peu favorable à la conservation des tectoglyphes dans les terrains cénozoïques et des faibles déformations qui les ont affectées, l'analyse microtectonique a été réalisée sur le plan de chevauchement principal, dans le village de Vinon-sur-Verdon. Ce chevauchement met en contact les calcaires massifs du Lias sur des calcaires gréseux, non cartographiés sur la feuille au 1/50000

(Tavernes), d'âge crétacé (Flocquet, comm. orale). Les inversions des plans de failles striés mesurés dans la zone de chevauchement (post-Crétacé inférieur) ont été réalisées à l'aide du logiciel Failles (Carey et Brunier, 1974 ; Carey, 1979) (Figure 118). Il en résulte trois familles de stries représentant trois phases tectoniques différentes. Les chronologies relatives de ces différentes phases ont pu être déterminées à partir de l'étude du recoupement des stries sur le terrain. Les résultats sont les suivants :

- La phase la plus ancienne correspond à une compression (σ_3 vertical) avec une contrainte principale σ_1 orientée N35°E (Figure 118). Cette direction est perpendiculaire à la direction du chevauchement. Elle est donc vraisemblablement responsable de la mise en place de la structure.
- La deuxième phase est moins bien contrainte. Elle correspond à une phase de décrochement (σ_2 vertical) avec un axe de contrainte σ_3 orienté N110°E (Figure 118).
- La troisième et dernière phase correspond à une compression présentant une direction de contrainte σ_1 orientée N115°E (Figure 118).

Par comparaison avec les directions de contraintes relatives déterminées pour les différents épisodes tectoniques régionaux (Villegier, 1984 ; Combes, 1984 ; Ritz, 1991 ; Lacombe et al., 1992 ; Hippolyte et al., 1993 ; Baroux, 2000), il est possible de suggérer que :

- La première phase est compatible avec la compression « pyrénéo-provençale », responsable de la mise en place des structures de Provence orientale et plus particulièrement à la mise en place du chevauchement de Vinon.
- La seconde est compatible avec les directions d'extension oligocènes. Cette phase s'exprime régionalement par une phase d'extension aboutissant à la formation de demi-grabens quasi N-S recoupant les structures compressives préexistantes (Touraine, 1967). L'axe de contrainte déterminé au niveau de la zone d'étude indique un régime décrochant et aucune faille normale n'a pu être mise en évidence, ce qui ne permet pas de contraindre les axes σ_1 et σ_2 . L'extension oligocène n'aurait été enregistrée dans ce secteur que par du décrochement.
- Le troisième état de contrainte pourrait être interprété comme résultant de la phase de compression alpine.

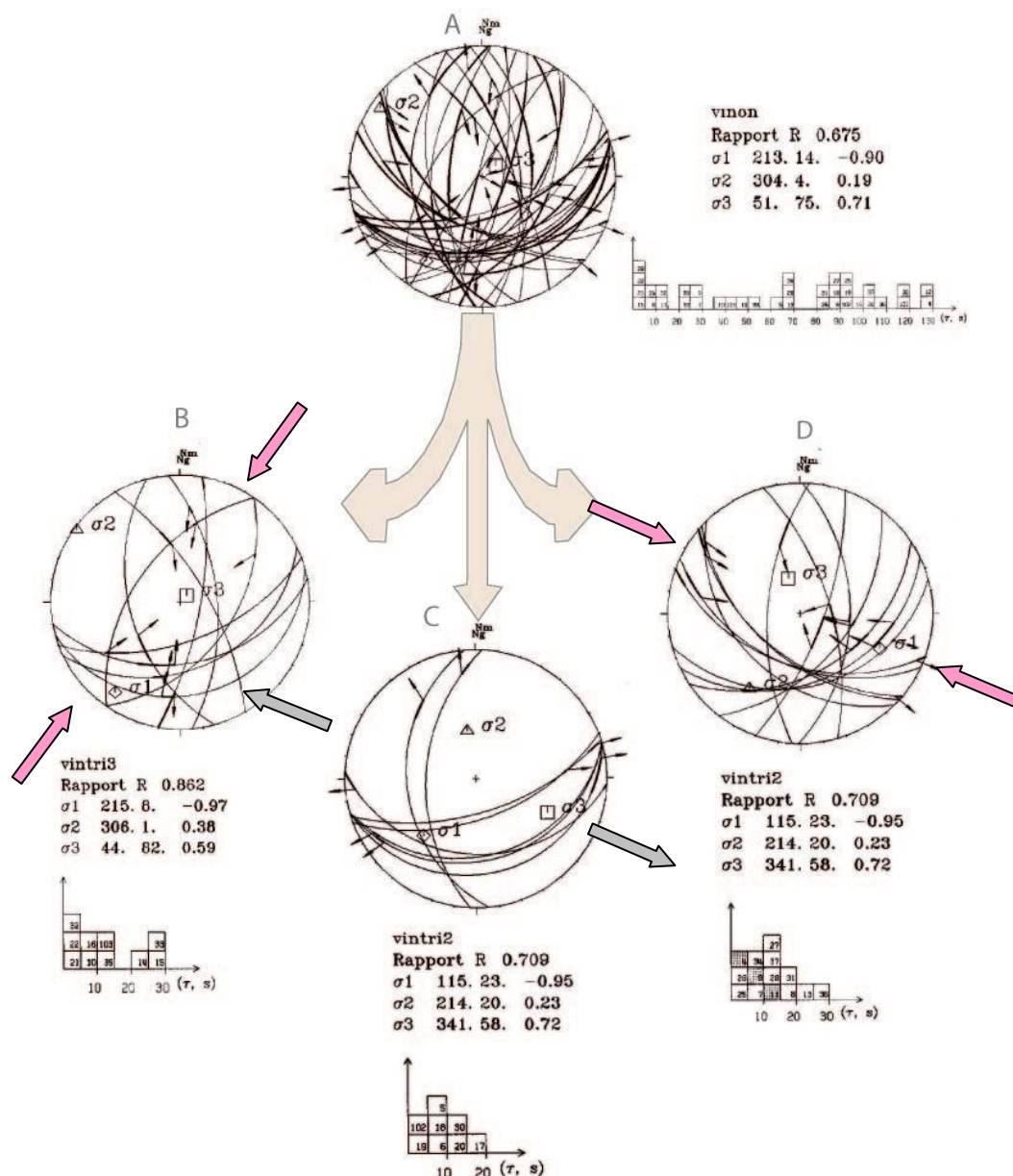


Figure 118 : Etude de la cinématique des failles sur le chevauchement de Vinon. A : totalité des données mesurées sur le site ; B : données montrant une compression N30°E (phase pyrénéenne) ; C : données montrant un décrochement avec une direction d'extension N115°E (extension oligocène) ; D : données montrant une compression N115°E (phase alpine).

II-7-1-4-B) SITE DE MALAGRATTE : DEFORMATION PLIO-QUATERNAIRE

Des mesures de stries sur la faille de Malagratte ont été effectuées par GEOTER lors de la réalisation des tranchées de paléosismicité (Grellet et Combes, 1995). Une nouvelle inversion a été réalisée, incluant ces mesures ainsi que quelques autres prises sur des faces de galets striés du conglomérat pliocène au niveau de la zone où la faille affleure (Figure 119). Ces mesures ont permis de contraindre le champ de déformation plio-quaternaire de ce secteur, qui est caractérisé par un régime décrochant avec un axe de compression σ_1 orienté N170°E environ (Figure 119). Notons que le fait que tous les plans mesurés aient sensiblement la même orientation ne permet pas de bien contraindre l'inversion et donc l'état de contrainte. Cependant, l'état de contrainte calculé est compatible avec le

mouvement de la faille qui présente une cinématique décrochante dextre avec une composante verticale négligeable.

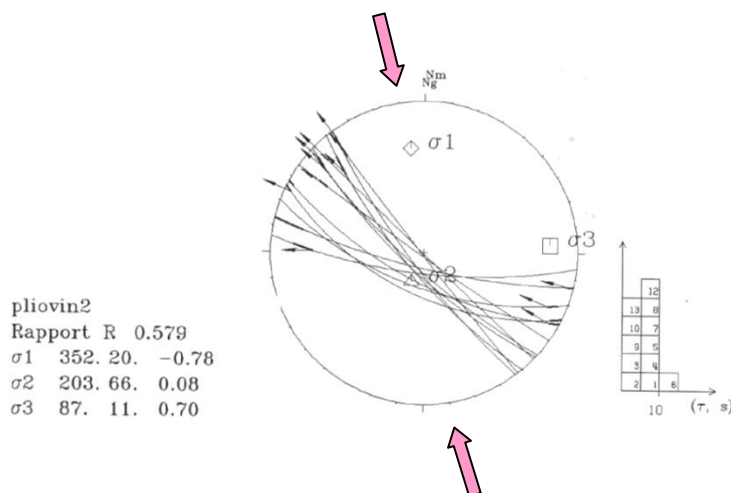


Figure 119 : Diagramme de cinématique de la faille de Malagratte mettant en évidence un décrochement dextre, d'après les données des tranchées (Grellet et Combes, 1995) et nos mesures de terrain.

II-7-1-5) DISCUSSION SUR L'ANALYSE CINEMATIQUE

Les mesures microtectoniques effectuées sur ces deux sites ont permis de mettre en évidence plusieurs phases tectoniques affectant le Crétacé. Les recoupements de stries nous ont permis d'obtenir une chronologie :

- La première phase correspond à la phase pyrénéo-provençale. Elle a une direction de raccourcissement orienté N35°E qui est compatible avec la mise en place des chevauchements de WNW-ESE.
- Une deuxième phase tectonique montre un régime décrochant avec un axe σ_3 orienté N110°E, compatible avec le régime tectonique en extension à l'Oligocène.
- La troisième phase est postérieure aux précédentes et correspond à une compression dont la direction de raccourcissement est orientée N115°E. Cette direction de raccourcissement peut être corrélée avec les orientations des contraintes principales au Tortonien supérieur le long de la FMD (Baroux, 2000).
- La dernière phase est d'âge plio-quaternaire. Elle s'exprime par le décrochement dextre de Malagratte. L'état de contrainte responsable est caractérisé par une compression N170°E. L'orientation des axes de contrainte est similaire à celle déterminée pour le Plio-Quaternaire le long de la FMD (Baroux, 2000). Cette phase tectonique, mise en évidence sur la faille de Malagratte, n'a pas été observée au niveau du chevauchement de Vinon. Deux hypothèses peuvent l'expliquer : (i) soit le chevauchement n'a pas été réactivé au Plio-Quaternaire (ii) soit

cette phase n'a pas pu être distinguée à cause de la complexité des déformations au niveau du chevauchement.

Les déformations plio-quaternaires du secteur de Vinon peuvent avoir deux sources possibles : (i) les contraintes liées à l'avancée de la nappe de Digne, ou (ii) les contraintes qui contrôlent les déformations aux alentours de la FMD. La comparaison des états de contraintes entre le secteur de Vinon, celui de la Moyenne Durance et celui de la nappe de Digne (Figure 120) montre que l'activité tectonique du secteur de Vinon-sur-Verdon est contrôlée par les mêmes contraintes que celles du secteur de la Moyenne Durance, de la phase pyrénéo-provençal jusqu'au Plio-Quaternaire (Figure 120).













Période	Vinon	Moyenne Durance	Nappe de Digne
Crétacé sup-Eocène phase "pyrénéo-provençale"	 σ_1 : N35°E	 σ_1 : N10°E	 σ_1 : N0°E
Oligocène	 σ_3 : N110°E	 σ_3 : N115°E	 σ_3 : N0°E
Miocène phase "alpine"	 σ_1 : N115°E	 σ_1 : N115°E	 σ_1 : N70°E
Plio-quaternaire	 σ_1 : N170°E	 σ_1 : N160°E	 σ_1 : N25°E

Figure 120: Synthèse des directions de contraintes moyennes déterminées par les études de cinématique de failles pour les secteurs de Vinon, de la Moyenne Durance et de la nappe de Digne et pour les différentes périodes tectoniques. La cinématique du chevauchement de Vinon est corrélée à celle de la faille de la Moyenne Durance. Les contraintes liées à la nappe de Digne ne s'expriment pas dans ce secteur. (Les données pour la Moyenne Durance et la nappe de Digne ont été compilés à partir de Villéger, 1984; Combes, 1984; Ritz, 1991; Lacombe et al., 1992; Hippolyte et al., 1993; Baroux, 2000; Guignard et al., 2005; Fournier et al., 2008).

II-7-1-6) ETUDE PAR PROSPECTION GEOELECTRIQUE DE LA FAILLE DE MALAGRATTE

Un profil de tomographie électrique a été réalisé au niveau de la faille de Malagratte, en bordure de la route RD 554. L'objectif est d'améliorer la connaissance de cet accident en profondeur. Ce profil a été acquis avec l'aide de J.-C. Parisot et D. Hermitte (CEREGE), selon la méthode décrite dans le paragraphe II-2-2. Nous avons utilisé ici un dispositif Wenner.

L'image obtenue à partir de 629 points de mesures est présentée en Figure 121. Différents modèles d'inversion ont été réalisés en faisant varier les paramètres du logiciel d'inversion (2DInv) afin d'améliorer la précision et vérifier la robustesse des résultats. L'inversion retenue présente une RMS (erreur du modèle proposé par rapport aux données mesurées) de 1.3 % en seulement 4 itérations, montrant la très bonne qualité des données acquises et de l'inversion (Figure 121).

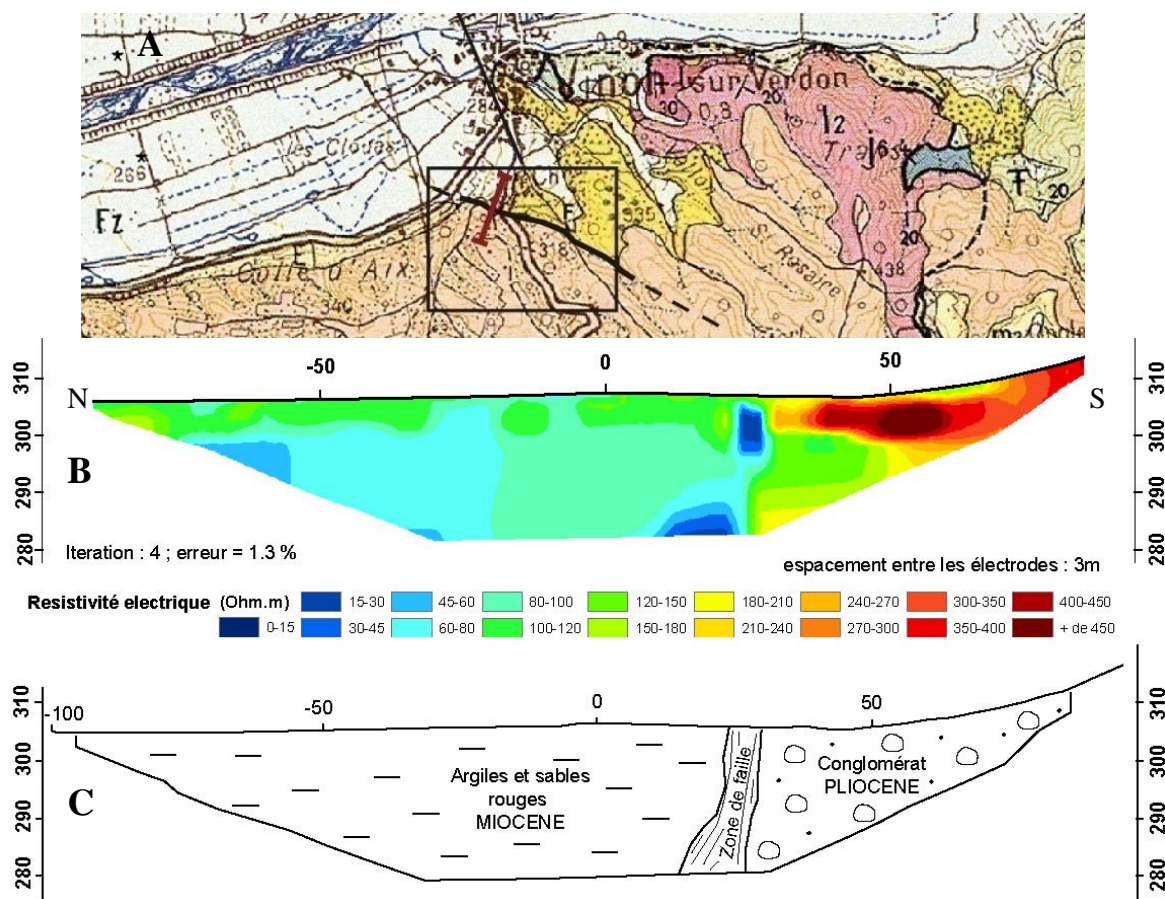


Figure 121: Profil de résistivité électrique au niveau de la faille de Malagratte. A) Localisation du profil (trait rouge) et interprétation cartographique de la faille (trait noir) B) Valeurs de résistivité électrique. C) Interprétation géologique.

L'image obtenue montre deux domaines présentant des résistivités bien contrastées. Au Nord, les sables et argilites miocènes sont peu résistifs, tandis que les conglomérats pliocènes au Sud le sont beaucoup plus, car plus indurés et probablement moins riches en minéraux ferromagnésiens. Entre ces deux zones de résistivité contrastée, un contact sub-vertical correspondant à une zone très conductrice est visible sur la totalité du profil (25 m de profondeur) (Figure 121). Cette zone correspond à la trace de la faille en surface, conformément aux observations de Grellet et Combes (1995). Le caractère conducteur de cette zone peut être interprété comme résultant de drainage préférentiel de fluides le long de la faille. Les hétérogénéités de résistivité au sein des blocs sont probablement dues à la lithologie des séries miocènes et pliocènes. En effet, des zones discontinues de résistivité plus élevée dans le Miocène pourraient correspondre à des lentilles de brèches ou de sables plus indurés, alors qu'une zone plus conductrice dans le Pliocène pourrait correspondre à une discontinuité lithologique, un paléo-chenal ou un banc de sable par exemple, formations fréquentes dans ce type de dépôts fluviatiles en tresse. D'ailleurs, les affleurements montrent que la granulométrie du Pliocène est relativement hétérogène.

II-7-1-7) CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE POST-OLIGOCÈNE DU CHEVAUCHEMENT DE VINON

Le chevauchement de Vinon est une structure orientée N40°E à vergence nord mise en place durant la phase pyrénéo-provençale. Les déformations post-oligocènes sont modérées et aucune évidence

cartographique d'une réactivation alpine n'a pu être mise en évidence. Toutefois, au niveau du contact chevauchant, l'étude de la cinématique de faille a montré la présence de 3 phases tectoniques distinctes, dont les chronologies relatives suggèrent qu'elles correspondent respectivement aux phases pyrénéo-provençale, oligocène (Rupélien) et alpine (Tortonien). Environ 1 km vers le Sud du chevauchement, la faille de Malagratte, visible à l'affleurement et en tranchée (Grellet et Combes, 1995) affecte le Pliocène. La tomographie par résistivité électrique a permis d'imager ce contact tectonique jusqu'à 25 m de profondeur. La faille de Malagratte est orientée N120°E et présente une cinématique dextre compatible avec un état de contrainte décrochant avec un axe de contrainte σ_1 orienté N170°E. La compilation des données de cinématique de faille dans le secteur du chevauchement de Vinon montre que les déformations sont contrôlées par le même régime tectonique que celui du secteur de la Moyenne Durance, et non par le front alpin (nappe de Digne).

II-7-2) L'ACTIVITE RECENTE DE LA MONTAGNE SAINTE VICTOIRE

La montagne Sainte Victoire est un des sommets emblématiques de la Provence. Elle culmine à 1013 m au pic des Mouches (Figure 122). Deux phases majeures de déformations peuvent être distinguées (Durand et Tempier, 1961 ; Leleu, 2005) : la phase Crétacé supérieur, responsable d'un plissement à grande longueur d'onde et la phase de charriage majeure de l'Eocène moyen. Le Miocène marin (Tortonien) repose en nette discordance sur les structures plissées et ne semble être affecté par aucune déformation postérieure à son dépôt (Figure 122). Néanmoins, le caractère juvénile du relief et son altitude atypique pour une structure « pyrénéo-provençale » de ce secteur alimente depuis longtemps les débats quant à son activité récente.

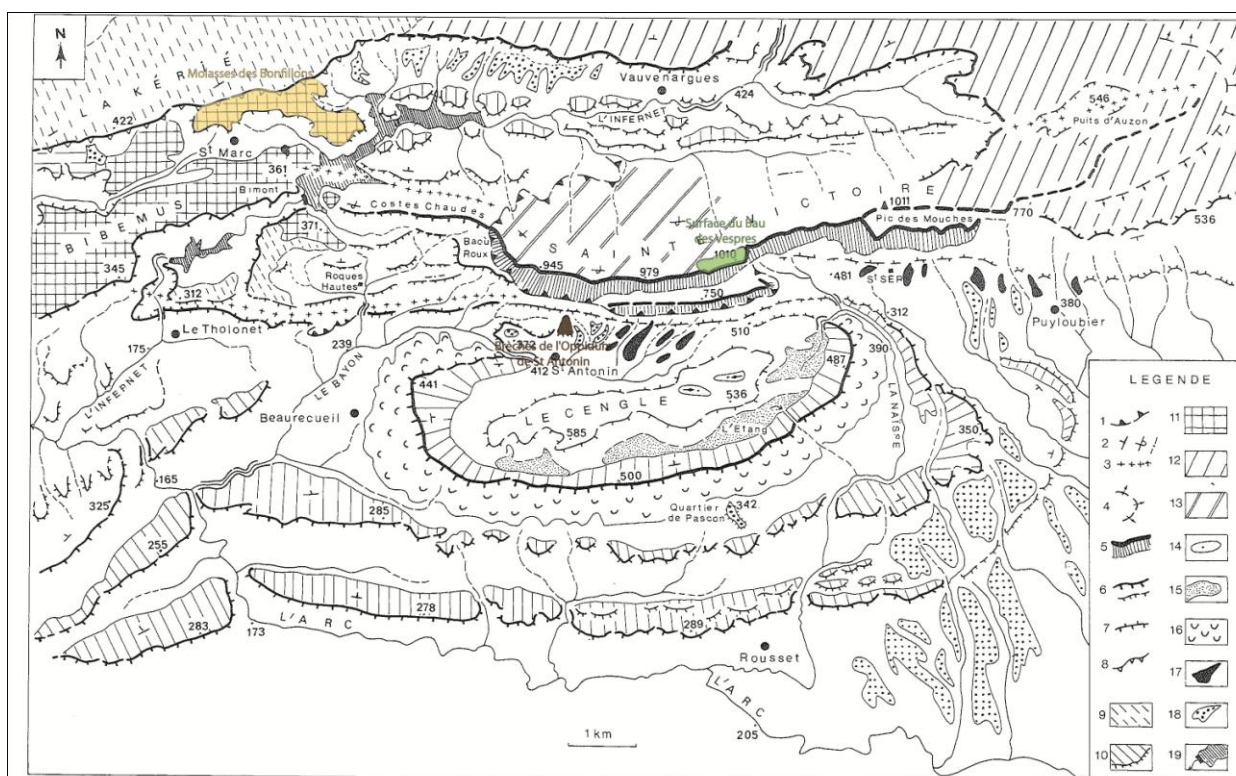


Fig. 1 - LA MONTAGNE SAINTE-VICTOIRE, CONTEXTE STRUCTURAL ET GÉOMORPHOLOGIQUE
 1: Accident chevauchant principal (haute chaîne); 2: Pendage quelconque, renversé; 3: Axe anticlinal principal; 4: Terminaison péri anticlinale orientale; 5: Escarpement majeur du massif (face sud); 6: Escarpement monoclinale secondaire (crêt); 7: Barre calcaire ou bréchique (pendage vertical); 8: Escarpement de faille; 9: Surface d'érosion tertiaire; 10: Surface substructurale; 11: Couverture molassique subhorizontale (Tortonien); 12: «Voûte» anticlinale orientale du massif (pli déjeté) et flanc normal septentrional; 13: Série inverse de la haute chaîne occidentale; 14: Doline (plateau du Cengle); 15: Esquisse de dépression annulaire du Cengle, poljé de l'Etang; 16: Versant polygénique (glissements) du Cengle; 17: Epandages détritiques du Pléistocène ancien ou moyen; 18: Epandages torrentiels du Pléistocène moyen (Riss ?); 19: Lac artificiel (barrages Zola et du Bimont).
 N.B. Les dépôts et nappes alluviales du Pléistocène supérieur et de l'Holocène n'ont pas été indiqués.

Figure 122 : Contexte morpho-structural de la montagne Ste Victoire (d'après Jorda et Provansal, 1992)

II-7-2-1) LES EVIDENCES D'ACTIVITE TECTONIQUE POST-OLIGOCENE

Une étude minéralogique des « terra rossa » situés au sommet de la Ste Victoire (Bau des Vespres) à environ 1000 m d'altitude (Figure 122), montre la présence d'un spectre minéralogique alpin, semblable à celui de la molasse miocène (Tortonien) retrouvée à l'Ouest à une altitude moyenne de 320 m (molasse de Bonfillons) (Rousset, 1967) (Figure 123). Ces dépôts sont associés à une surface d'érosion

horizontale. Rousset (1967) interprète cette surface comme résultant de l'abrasion marine vindobonienne (Miocène moyen), les minéraux associés étant interprétés comme un résidu de la molasse tortonienne étant resté en place. Il interprète donc un mouvement différentiel vertical post-tortonien d'environ 700 m pour la montagne Ste Victoire, c'est-à-dire que l'intégralité du relief se serait formé postérieurement au Miocène moyen.

ÉCHANTILLON	Q NU	Q EL	Q rub	Glf	Gla	T	S	G	R	Sp	Z	B	M	D	A	H	Zs	Ge	Ep
Molasse des Bonfillons (Tortonien).....	+	++		+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+	+
1. Sainte-Victoire Est.....	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
2. Sainte-Victoire C-Est.....	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	+
3. Sainte-Victoire W.....	+	++	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+				+	+

Figure 123: Résultat de l'analyse des minéraux retrouvés dans les "terra rossa" au sommet de la Sainte Victoire et comparaison avec les minéraux lourds de la molasse des Bonfillons (d'après Rousset, 1967). Les + montrent les présences relatives. Les minéraux sont successivement, de gauche à droite : Quartz (Non Usé, Emoussé Légèrement, Rubéfiés) ; Glauconie (fraîche ; altérée), tourmaline, staurotide, grenat, rutile, sphène, zircon, biotite, magnétite, disthène, apatite, hornblende, zoïsite, glaucophane, épidote. 1,2,3 sont échantillonnés au sommet de la montagne Sainte-Victoire

Un problème se pose alors : comment expliquer que le Miocène de la Sainte Victoire soit resté sub-horizontale, comme on peut le voir fréquemment à l'affleurement, s'il a subi une telle phase de déformation dans un contexte post-miocène moyen en compression en Provence (voir chapitre I-2) ?

Nos investigations de terrain confirment la présence de la surface d'érosion du Bau des Vespres au sommet de la Sainte Victoire (Figure 124). Par contre, aucune évidence d'une érosion d'origine marine n'a été observée, contrairement à la surface d'érosion sous-jacente à la molasse des Bonfillons sur laquelle les perforations de lithophages abondent. La surface du Bau des Vespres est uniquement constituée d'un champ de lapiez (Figure 124B). De plus, Rousset (1967) interprète uniquement sur des critères qualitatifs (voir tableau) les dépôts du sommet de la Ste-Victoire comme similaire d'un point de vue pétrographique à ceux de la molasse tortonienne, en considérant que la présence de minéraux lourds typiquement alpins (grenats, épidotes...) suffit à rattacher les deux formations comme étant du même âge. D'après les mêmes données, nous pouvons proposer une interprétation différente. En effet, on constate l'absence de quartz rubéfiés et de glauconies altérées dans la molasse, alors que l'on retrouve systématiquement ces deux types de minéraux en abondance au sommet de la Sainte-Victoire (Figure 123). Ceci suggère que ces dépôts proviennent d'un remaniement de la molasse des Bonfillons. Cette observation est valable pour d'autres études régionales (Coppolani et al., 1973) montrant systématiquement des minéraux alpins altérés sur les surfaces sommitales de massifs pyrénéo-provençaux (Mont Aurélien, Mont Major), alors qu'il n'y en a ni dans la molasse, ni dans les sables miocènes environnant (sables de Vinon).

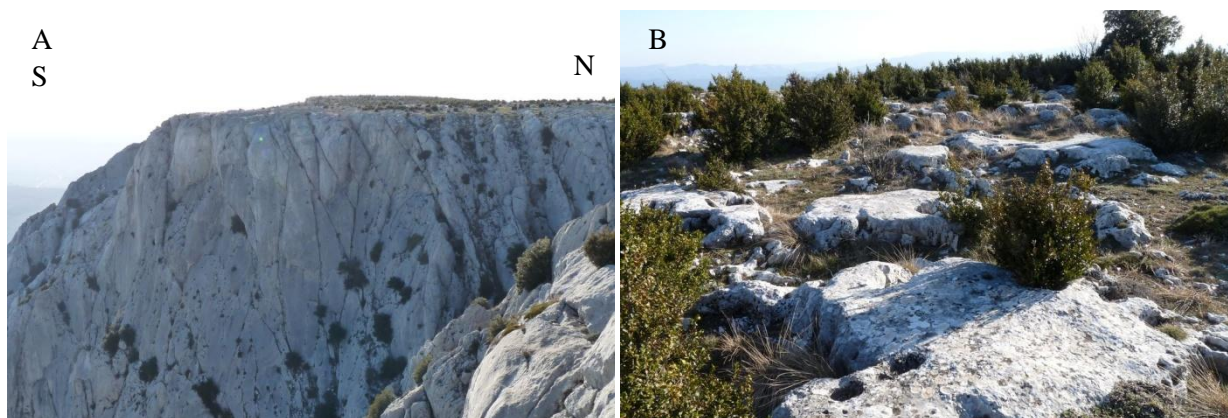


Figure 124 : Surface d'érosion sommitale du Bau des Vespres. A) Vue générale. B) Vue sur la surface.

Notre interprétation est la suivante : la surface d'érosion sommitale n'est pas marine mais continentale. Elle résulte vraisemblablement de l'érosion liée à l'évolution d'un plateau de lapiez, phénomène géomorphologique classique en terrain calcaire (e.g. Nicod, 1952 ; 1954 ; Touraine, 1972). La structure et donc le relief actuel de la montagne Sainte-Victoire résulte de la tectonique « pyrénéo-provençale » du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen, conformément aux observations structurales régionales (e.g. Guieu, 1968 ; Tempier et Durand, 1981 ; Tempier, 1987 ; Biberon, 1988 ; Leleu ; 2005). La Sainte-Victoire est émergée depuis le début du Cénozoïque, ce qui permet la mise en place d'une surface d'érosion horizontale liée à l'évolution des lapiez. Les dépôts associés (non retrouvés sur le terrain) proviennent d'un remaniement post-miocène, probablement d'origine éolien pendant le Quaternaire, comme le suggérait déjà Jorda et Provansal (1992). En effet, les phénomènes éoliens ont été particulièrement puissants en Provence pendant les périodes glaciaires (Gabert, 1965 ; Ambert et Clauzon, 1992).

Notons tout de même que le Miocène est très légèrement déformé et basculé vers le Sud, le long du chevauchement de Vauvenargues, situé au Nord de la montagne Ste Victoire (Figure 122). En effet, il passe d'une altitude de 320 m au niveau du barrage de Bimont (Figure 122) à près de 400 m au Nord, à proximité du chevauchement. Cette déformation ne permet en aucun cas d'argumenter une surrection post-Oligocène de plusieurs centaines de mètres de la montagne Sainte-Victoire.

II-7-2-2) LES EVIDENCES D'ACTIVITE AU PLIO-QUATERNAIRE

Une étude géomorphologique concernant les glacis du versant sud de la Sainte Victoire suggère une réactivation quaternaire du massif (Billerey, 1960 ; 1962). Cette étude s'appuie sur la présence de grèzes positionnées à des altitudes différentes le long du flanc sud de la Sainte-Victoire. L'auteur mentionne également la présence d'une brèche quaternaire (présence de cryoclastes) déformée par un plissement synclinal au niveau de l'Oppidum de St Antonin (Figure 122).

Les grèzes cartographiées se mettent en place sous forme de glacis (formation de pied de pente moulant la topographie). Ainsi il est possible que, pour un seul épisode de mise en place, différentes

altitudes de glacis existent en fonction de la topographie du piedmont. De plus, malgré un essai de corrélation stratigraphique dans l'étude de Billerey (1960), en l'absence de datation fiable il est très difficile de corréler les différentes formations. Compte tenu du manque de contraintes chronologiques et de la difficulté de comparer les données topographiques dans un tel contexte géomorphologique, nous ne considérerons pas cette étude comme pertinente au vue des déformations quaternaires.

En ce qui concerne la brèche déformée de St Antonin, une investigation de terrain a été menée afin de préciser la géométrie de ce corps sédimentaire.

La brèche de Saint-Antonin est un glacis constitué par des éléments monogéniques cryoclastiques provenant des calcaires marins jurassiques sus-jacents (Jorda et Provansal, 1992). Sa position, perchée à 200 m au dessus de la vallée actuelle du Bayon (Figure 122), suggère un âge quaternaire ancien. Des mesures de pendages ainsi qu'une acquisition de la topographie de la surface du glacis par GPS différentiels ont été réalisées (Figure 125) (Siby Moussavou, 2007). Le pendage du flanc nord est d'environ 15°S. Cette pente correspond vraisemblablement au pendage sédimentaire. Le pendage du flanc sud est d'environ 5°N. Ce pendage ne peut pas correspondre au pendage sédimentaire, obligatoirement vers le Sud. Le glacis présente donc une déformation synclinale selon un axe E-W. La surface topographique présente une forme concave selon un axe E-W, conforme aux mesures de pendage.

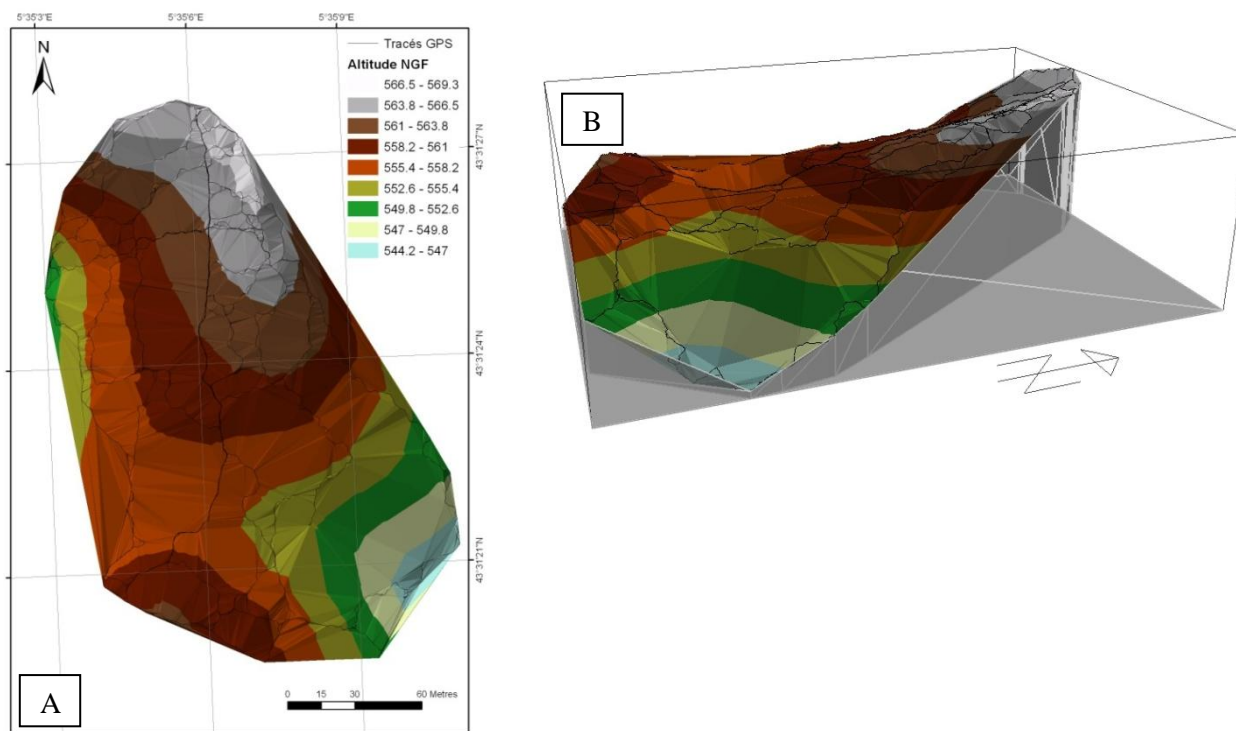


Figure 125 : Topographie de la surface de la brèche de l'Oppidum de St Antonin acquise au GPS différentiel (d'après Siby Moussavou, 2007). A) Vue en carte. B) vue 3D.

La cartographie détaillée du secteur a permis de mettre en évidence une faille inverse E-W à pendage nord légèrement au Sud de la brèche de l'oppidum de St Antonin (Jorda et Provansal, 1992) (Figure 126). La déformation synclinale mise en évidence pourrait être liée à la réactivation de cette faille, bien que Jorda et Provansal (1992) propose qu'elle puisse résulter d'un affaissement lié à de l'érosion différentielle. Un travail plus approfondi est en cours (Espurt et al., 2009).

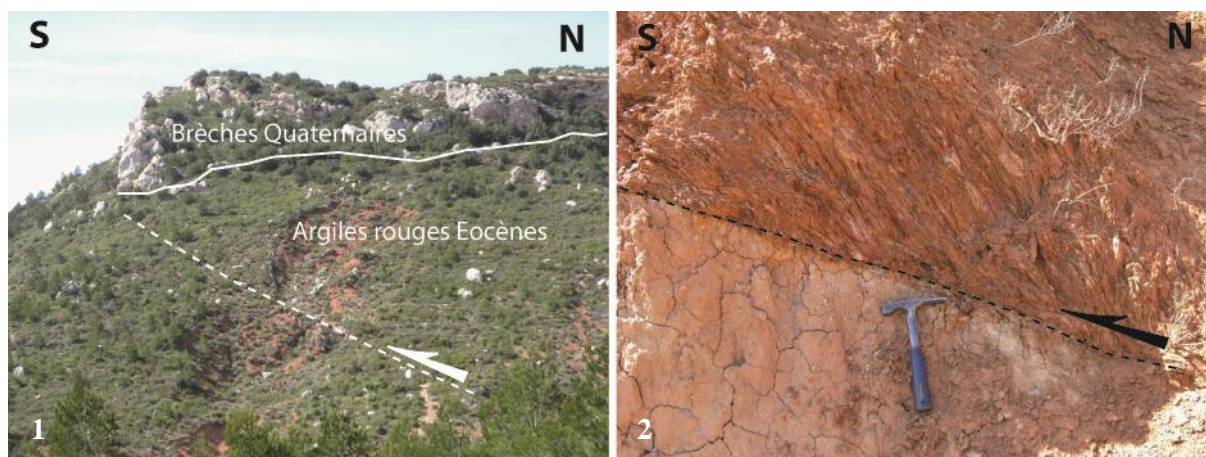


Figure 126 : Faille inverse au sud de la Brèche de l'Oppidum. 1) Vue générale. 2) Vue de détail sur affleurement. (Photos : N. Espurt, 2009)

L'interférométrie radar :

Notons également qu'une publication récente concernant un réexamen de la structure de la Sainte Victoire mentionnent une étude fondée sur l'interférométrie radar qui montre que la montagne a subi une surrection de « plus de 7 mm/an » de 1993 à 2003 (Ricour et al., 2005). Les auteurs s'appuient notamment sur ces données pour renforcer leur présentation « d'un nouveau modèle tectonique de la montagne Sainte-Victoire ». Ce modèle propose une structure en « touche de pianos gauchie » (comprendre horsts et grabens ?), avec la présence prépondérante de failles normales E-W. Notons que ce modèle est basé sur des données structurales simplifiées à l'extrême (une seule génération de brèche au lieu de 2 voire 3 d'après Leleu et al., (2009)), définition d'un « bâti mésozoïque » sans prise en compte d'aucune contrainte structurale dans les terrains Jurassiques et Crétacé inférieur dans la coupe présentée...) et parfois même imaginaires (failles normales E-W inexistantes, confondues avec des surfaces de discordance). D'ailleurs toutes les études microtectoniques montrent que les failles E-W sont inverses, parfois basculées de plus de 90°, ce qui peut leur donner une apparence de failles normales (Lacombe et al., 1992 ; Siby Moussavou, 2007 ; Espurt et al., 2009). Quoiqu'il en soit, les résultats d'interférométrie radar traitant de mouvements verticaux sur 10 ans ne sauraient en aucun cas confirmer un modèle dont la chronologie n'est pas discutée et qui ne répond pas aux contraintes structurales de terrain... Ainsi, le lecteur intéressé par la structure de la Sainte-Victoire se réfèrera à la dernière synthèse sérieuse en date (Leleu, 2005), et nous ne discuterons pas ici du modèle de Ricour et al., (2005).

La valeur de 7 mm/an donnée par l'interférométrie radar est une mesure relative à partir de la différence entre les points les plus bas et les points les plus hauts du secteur, ce qui donne une valeur maximum, sachant que le maximum de déformation verticale dans le secteur étudié provient de la subsidence liée à l'activité minière à Gardanne. ME2I indique en réalité une valeur de surrection pour la Sainte-Victoire de 2 mm/an (cf. site internet de la société : <http://www.me2i.fr/>). Une étude en cours, réalisée dans le cadre d'un projet européen, coordonnée par le BRGM, et impliquant plusieurs laboratoires indépendants, semble montrer à ce jour que les déplacements verticaux ne sont pas significatifs (car restant dans les marges d'incertitudes).

II-7-2-3) CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE POST-OLIGOCENE DE LA MONTAGNE STE-VICTOIRE

La montagne Sainte-Victoire s'est élaborée durant la phase « pyrénéo-provençale », du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen. L'activité post-oligocène est négligeable. Cependant, la déformation de la brèche de l'oppidum de Saint-Antonin semble indiquer une reprise (faible) de l'activité tectonique au cours du Quaternaire.

II-7-3) CONCLUSIONS GENERALES CONCERNANT L'ACTIVITE POST-OLIGOCENE A L'EST DE LA FMD

La chronologie de la déformation de la montagne Sainte Victoire et du chevauchement de Vinon-sur-Verdon est comparable. Ce sont toutes deux des structures pyrénéo-provençales présentant une reprise post-oligocène négligeable. Toutefois, des déformations plio-quaternaires peuvent être mise en évidence. Dans le secteur du chevauchement de Vinon, la faille dextre de Malagratte affecte les terrains pliocènes tandis que la brèche quaternaire de l'oppidum de St Antonin, sur le flanc sud de la Sainte Victoire présente une déformation synclinale d'axe E-W probablement liée à la réactivation d'une faille inverse située plus au Sud. Pour le site de Vinon, l'étude cinématique suggère un changement de régime tectonique plio-quaternaire conformément aux observations de Baroux (2000). La cinématique est contrôlée par les mêmes processus que ceux du secteur de la FMD. Alors que la déformation Miocène est presque totalement transférée à l'Ouest de la FMD, le changement de régime tectonique au Plio-Quaternaire pourrait être responsable de la réactivation de certaines structures situées à l'Est de la FMD. Il est donc nécessaire de poursuivre les investigations sur d'autres structures de Provence orientale, considérées comme inactives car ne présentant pas de déformation post-oligocène importante.

II-8) EXTENSION AMONT DE LA RIA PLIOCENE DE LA DURANCE : L'ETUDE DU CANYON D'ORAISON

Cette étude a été menée en collaboration avec J.-C. Hippolyte, la tomographie par résistivité électrique ayant été réalisée avec D. Hermitte et J.-C. Parisot.

II-8-1) INTRODUCTION

La dernière évidence vers l'amont de l'extension de la ria messinienne de la Durance se trouve au niveau du pont de Mirabeau (Clauzon, 1979) (Figure 127). En effet, environ 70 m de marnes bleues pliocènes ont été traversées par le forage pont de Mirabeau1 (Figure 95), laissant supposer que la ria pliocène doit se poursuivre en amont. La profondeur relativement faible de l'incision messinienne ainsi que l'altitude basse de la transition marin-continentale font que les études géophysiques (sismique pétrolière) et les forages réalisés n'ont pas permis de poursuivre son tracé dans la vallée de la Moyenne Durance. Néanmoins, des indices de paléo-vallées remblayées par du matériel continental se retrouvent en rive gauche de la Moyenne Durance. Ce sont les paléo-vallées de Cadarache au Sud, et d'Oraison au Nord. Si l'âge de l'incision est encore inconnu pour la vallée de Cadarache (Guyonnet-Benaize et al., 2009), la paléo-vallée d'Oraison, incisée dans la formation tortonienne du Valensole I et scellée par la formation pliocène du Valensole II (Dubar, 1983), est forcément messinienne. L'investigation du canyon messinien d'Oraison en profondeur s'avère primordiale pour la connaissance de la géométrie et de la prolongation amont de la ria messinienne de la Durance, qui peut servir de marqueur géomorphologique repère à l'Est de la FMD, et en direction du front des Alpes (nappe de Digne), où certains des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne peuvent encore être retrouvés (Hippolyte et al., 2008).

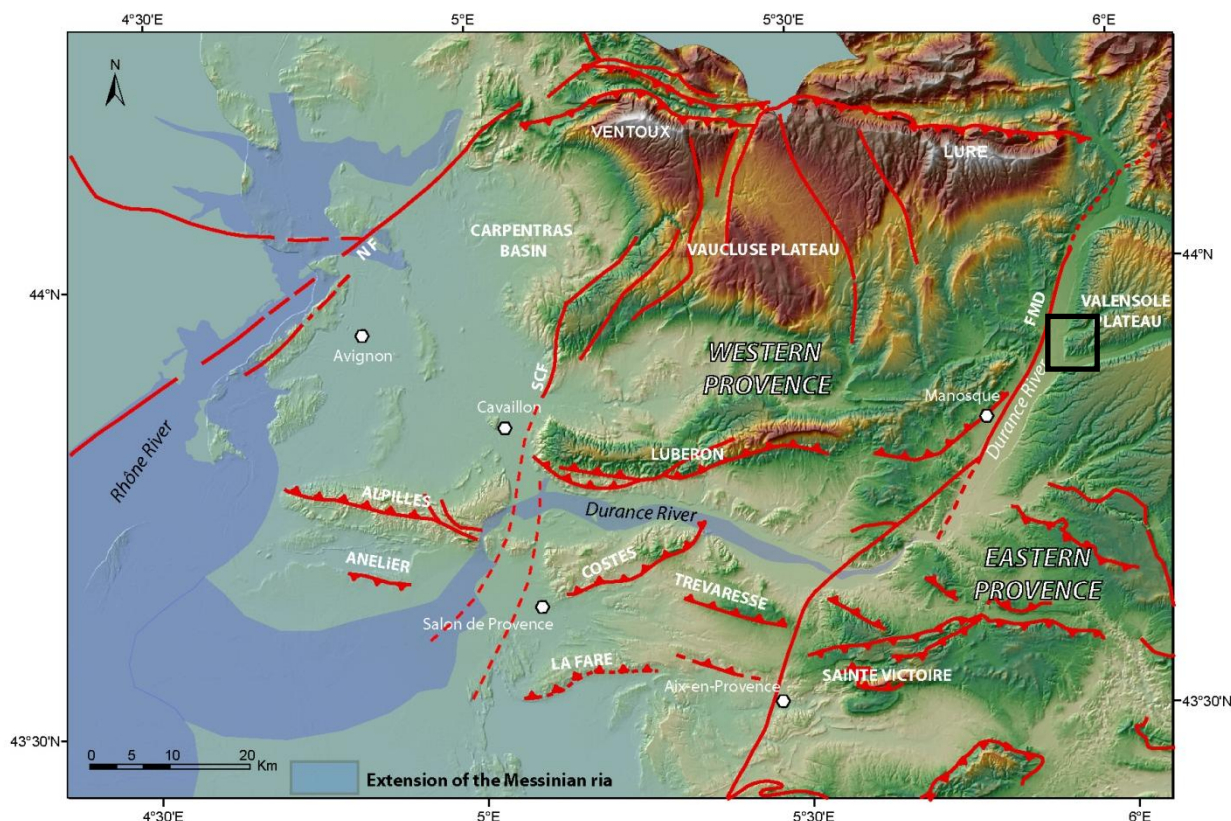


Figure 127 : Extension de la ria messinienne en Provence (tracé d'après Clauzon et Fleury, inédit). Le cadre noir indique la localisation du canyon d'Oraison.

II-8-2) CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le canyon d'Oraison, que l'incision quaternaire durancienne a exhumé, se situe en rive gauche de la Durance entre Manosque et Sisteron (Figure 127). Il s'agit d'une paléo-vallée d'environ 800 m de large incisée dans les formations d'âge tortonien du Valensole I. Cette paléo-vallée est comblée essentiellement par des conglomérats d'origine locale dans lesquels s'intercalent des paléosols (Figure 128). Quelques passées argileuses sont également présentes. Ces argiles, de couleur beige, renferment une flore continentale (feuilles et graines, en cours d'identification). Cette structure est scellée par la formation du Valensole II (Figure 128). Les formations du Valensole I et II sont constituées par des conglomérats fluviatiles d'origine durancienne. Les études pétrographiques détaillées (Mercier, 1978 ; Dubar, 1983) montrent une légère différence de composition pétrographique entre ces deux formations. Sur le terrain cette différence n'est pas toujours facile à faire (Figure 128). Un des critères que nous avons retenu pour nos investigations est la concentration relative en grès d'Annot. En effet, le grès d'Annot est très peu représenté dans le Valensole I alors qu'on le retrouve beaucoup plus fréquemment dans le Valensole II. De plus, cette formation gréseuse présente la particularité d'être très facilement reconnaissable sur le terrain.

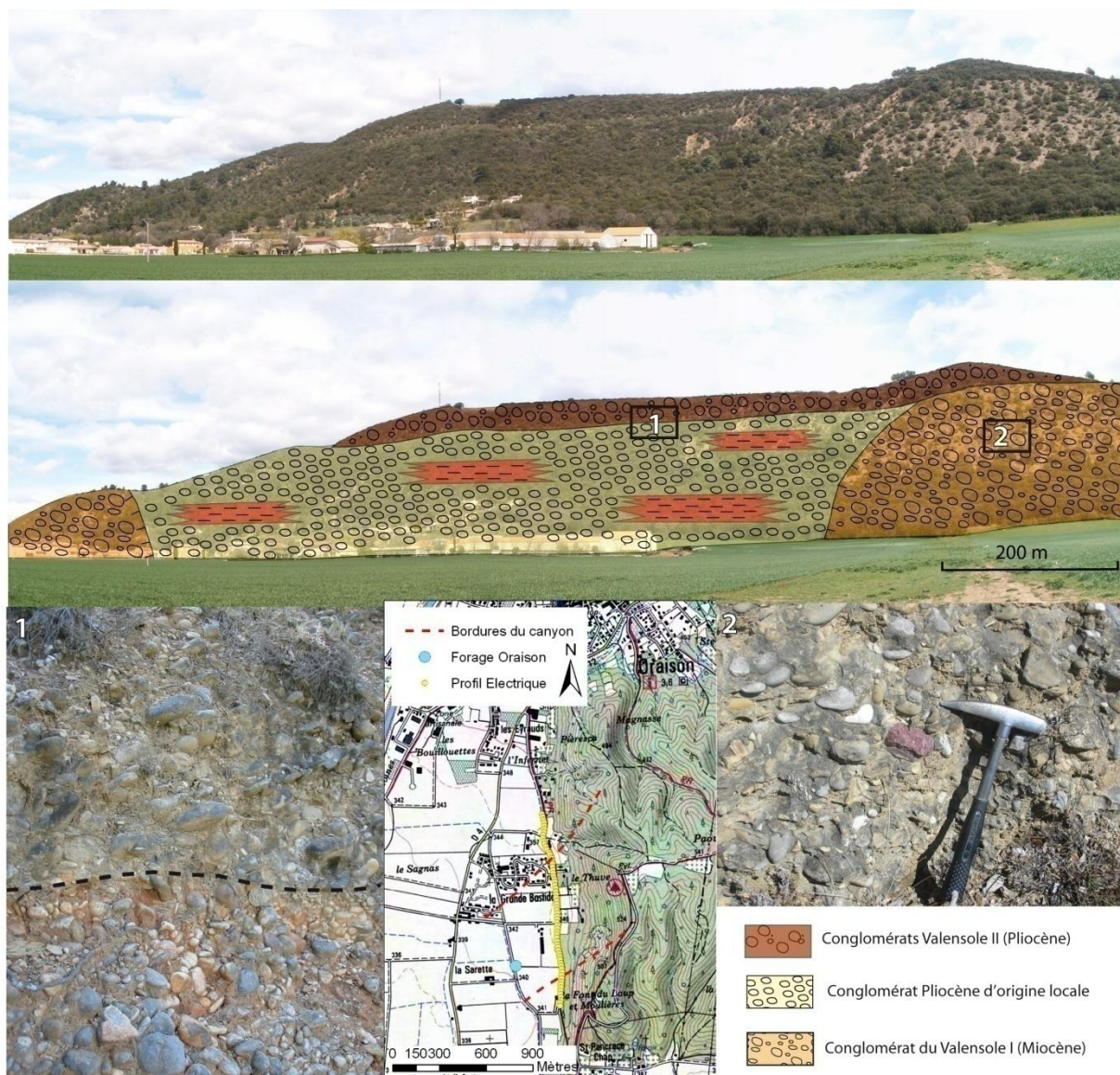


Figure 128 : Panorama du canyon d'Oraison et son interprétation géologique. Les photos 1 et 2 sont des illustrations des affleurements dont la localisation est schématisée par les cadres noirs. La carte indique la position du profil électrique et du forage par rapport aux bordures du canyon.

Le secteur d'Oraison a été cartographié avec précision (Dubar, 1984) (Figure 129). Nos propres investigations ont confirmées cette cartographie. La paléo-vallée d'Oraison présente une orientation N45°E qui résulte de la confluence entre deux drains, l'un N30°E et l'autre N40°E (Figure 129). L'orientation de cette paléo-vallée est différente de celle des cours d'eau actuels drainant le plateau de Valensole dans ce secteur (l'Asse et le Rancure), orientés N75°E. Ainsi, la paléo-vallée d'Oraison était vraisemblablement un affluent de la Durance durant la crise de salinité messinienne.

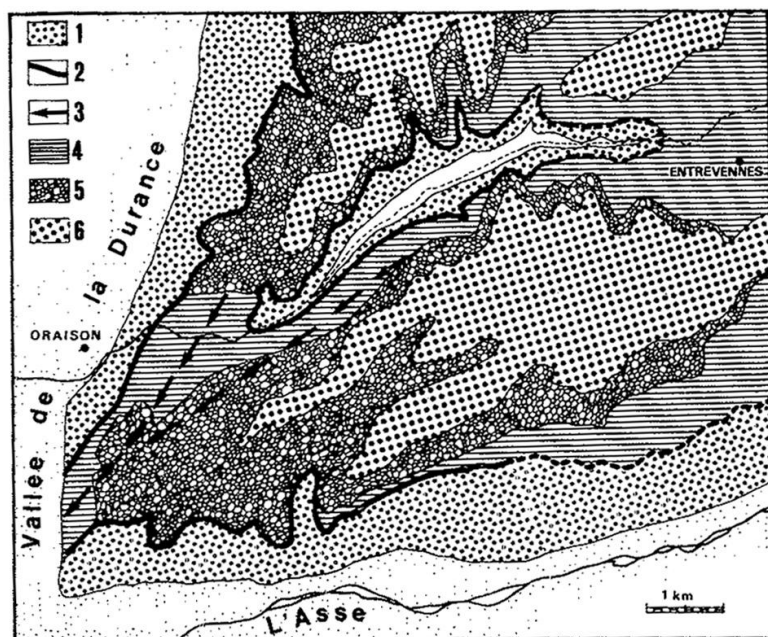


Figure 129: Carte géologique du secteur de la confluence entre l'Asse et la Durance (d'après Dubar, 1984). 1) Poudingue du Valensole I (Miocène sup.). 2) Ravinement messinien. 3) trace des talwegs messiniens. 4) formation à séquence granoclassée (origine locale). 5) Poudingue du Valensole II (Pliocène). 6) Cailloutis sommitaux (Pléistocène inf.).

II-8-3) TOMOGRAPHIE PAR RESISTIVITE ELECTRIQUE

Afin de connaître la géométrie de ce canyon en profondeur, un profil de tomographie par résistivité électrique a été réalisé au pied de l'affleurement du canyon (Figure 130), selon un dispositif de type Wenner et un espacement d'électrode de 20 m (pour la méthode, voir paragraphe II-2-2).

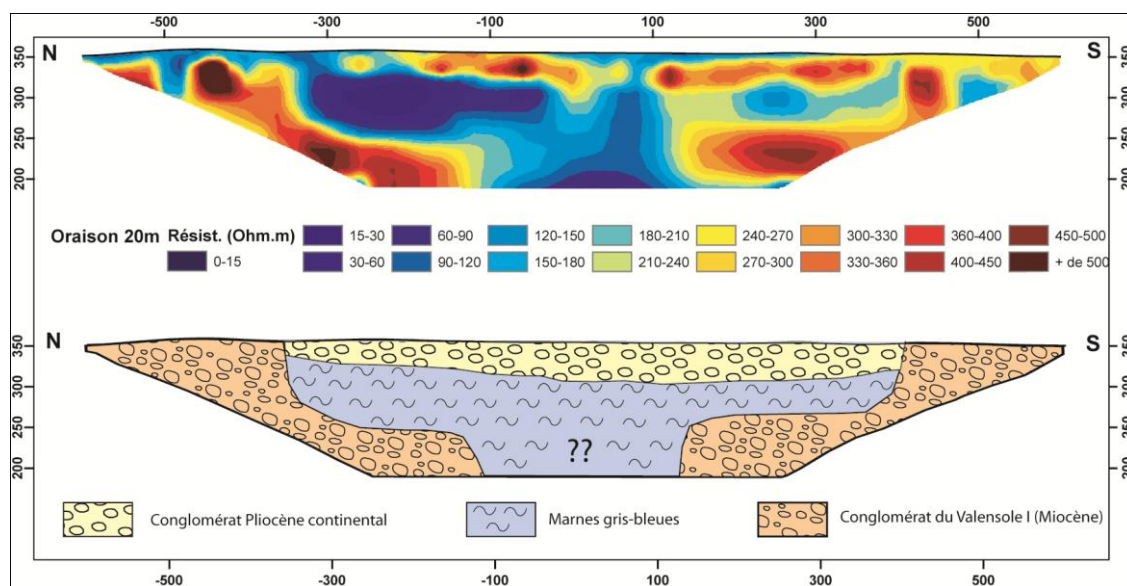


Figure 130: Profil de résistivité électrique réalisé à l'aplomb de l'affleurement du canyon d'Oraison et son interprétation.

L'interprétation du profil de résistivité électrique (Figure 130) est basée sur l'analyse des affleurements (Figure 128) et les faciès rencontrés par un forage destructif (forage d'Oraison) effectué spécialement pour cette étude (Figure 131). Le substratum du canyon, constitué par les conglomérats du Valensole I qui s'observent à l'affleurement sur les deux bords du profil, apparaît comme un corps résistif (Résistivité $> 400 \Omega.m$). Ce corps résistif se poursuit en profondeur sous les formations constituant le remplissage, donnant une image de l'incision messinienne. Le remplissage, constitué essentiellement par un conglomérat d'origine local à l'affleurement apparaît également comme un corps résistif. Entre cette formation et le Valensole I situé en dessous (constituant le fond du canyon), un corps conducteur (Résistivité $< 100 \Omega.m$) est mis en évidence. Cette formation, échantillonnée grâce au forage d'Oraison, est constituée par des marnes gris-bleues plus ou moins limoneuses (Figure 131). Le contraste de résistivité entre le Valensole I et ce corps conducteur situé sous le remplissage d'origine locale permet une bonne « visualisation » de l'incision messinienne en profondeur. La présence de terrains conducteurs au centre du canyon suggère que le fond n'ait pas été imagé par le profil électrique. La géométrie du canyon peut être interprétée comme une vallée à fond plat incisée en son centre de plusieurs dizaines de mètres. Ce type de géométrie résulte d'une incision en 2 temps, compatible avec le modèle de la crise de salinité proposé par Clauzon et al., (1996).

II-8-4) FORAGE D'ORAISON

Un forage a été nécessaire afin d'échantillonner les terrains conducteurs imagés par la tomographie électrique. Pour des raisons logistiques, il n'a pas pu être réalisé au niveau du centre du canyon et a dû être excentré vers le Sud et décalé d'environ 100 m vers l'Est, dans la plaine alluviale de la Durance (Figure 128). La profondeur atteinte par ce forage destructif est de 60 m. Les fragments remontés (cuttings) ont été échantillonnés tous les mètres. L'interprétation est présentée en Figure 131.

Sous 21 m d'alluvions récentes de la Durance (spectre pétrographique alpin avec présence importante de galets de quartz et de roches endogènes), la formation de remplissage à galets d'origine locale (calcaires beiges) a été traversée jusqu'à la cote 304 m NGF, où la formation argileuse correspondant aux terrains conducteurs a été atteinte. Cette formation est composée de marnes plus ou moins silteuses d'une couleur gris-bleue avec quelques passées limoneuses marrons. Elle n'a jamais été décrite dans ce secteur (Mercier, 1978 ; Dubar, 1983) et ne semble jamais se retrouver à l'affleurement. Elle a été traversée sur 17 m avant d'atteindre le fond du canyon à 56 m, caractérisé par la présence du cailloutis de Valensole I très induré et d'argiles jaunes, après 4 m de graviers calcaires vraisemblablement pliocènes. Le forage s'est terminé à cause d'un refus sur les poudingues du Valensole I à 60 m.

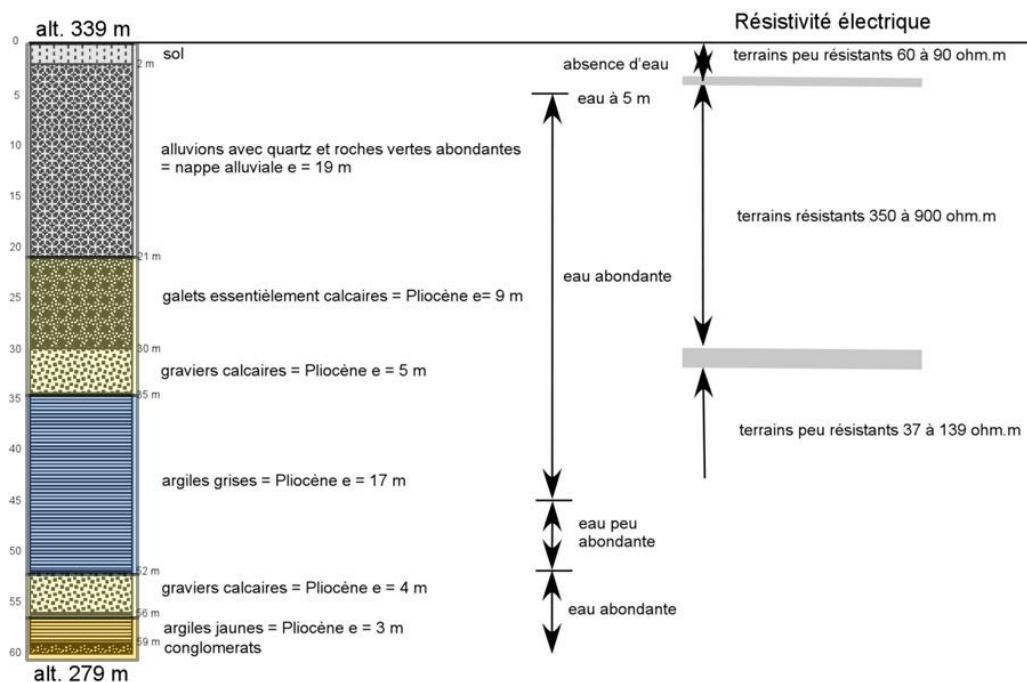


Figure 131: Log interprétatif du forage d'Oraison.

Le modèle de remplissage pourrait correspondre à la succession marnes bleues – conglomérats typique des Gilbert deltas remplissant les canyons messiniens (Clauzon et al., 1995). Afin de confirmer cette hypothèse, des analyses sont nécessaires afin de déterminer une éventuelle origine marine des marnes bleues échantillonnées dans le forage. Un examen préliminaire (tamisage et observation à la loupe binoculaire) révèle la présence de quelques fragments de coquilles dont certaines sont incontestablement marines. Néanmoins, la faible fréquence et la mauvaise conservation de ces fragments ne permettent pas de déterminer s'il s'agit de coquilles en place ou remaniées, ni leur âge. Une étude plus détaillée avec recherche de nanofossiles est en cours afin de répondre à cette question.

II-8-5) DISCUSSION

II-8-5-1) LE CANYON D'ORAISON, UN REFERENTIEL POUR LES MARQUEURS RESULTANTS DE LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

Ces nouvelles données font de ce site un référentiel pour comparer la géométrie des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne. En effet, si l'origine marine des marnes bleues se confirme, ce site serait le seul pour la Durance à présenter les 4 marqueurs principaux de la crise de salinité (Figure 132) :

- 1- La surface d'abandon pré-évaporitique (5,9 Ma ; Blanc, 2002) est marquée par la discordance Valensole II sur Valensole I à une altitude d'environ 450 m NGF (Figure 132).

- 2- La surface d'érosion messinienne (5,3 Ma ; Clauzon et al., 1996) constitue les bordures du canyon. Un premier replat correspondant à une phase de stabilisation du niveau de base est présent à la côte 270 m environ. Ce replat ne correspond vraisemblablement pas au fond de la vallée messinienne qui semble être incisée jusqu'à une côte inférieure à celle imagée (< 180 m NGF). Quoiqu'il en soit, l'incision minimum du canyon d'Oraison est de 180 m, et elle est vraisemblablement supérieure à 270 m (Figure 132).
- 3- La transition marin-continental pourrait correspondre au changement de faciès entre les conglomérats pliocènes d'origine locale visibles à l'affleurement et les marnes gris-bleues trouvées en forage. Dans ce cas la transition marin-continentale se situerait à une altitude d'environ 300 m NGF (Figure 132).
- 4- La surface d'abandon pliocène, dont l'âge est estimé à 2 Ma (Clauzon, 1996) se situe à l'altitude 540 m NGF (Figure 132).

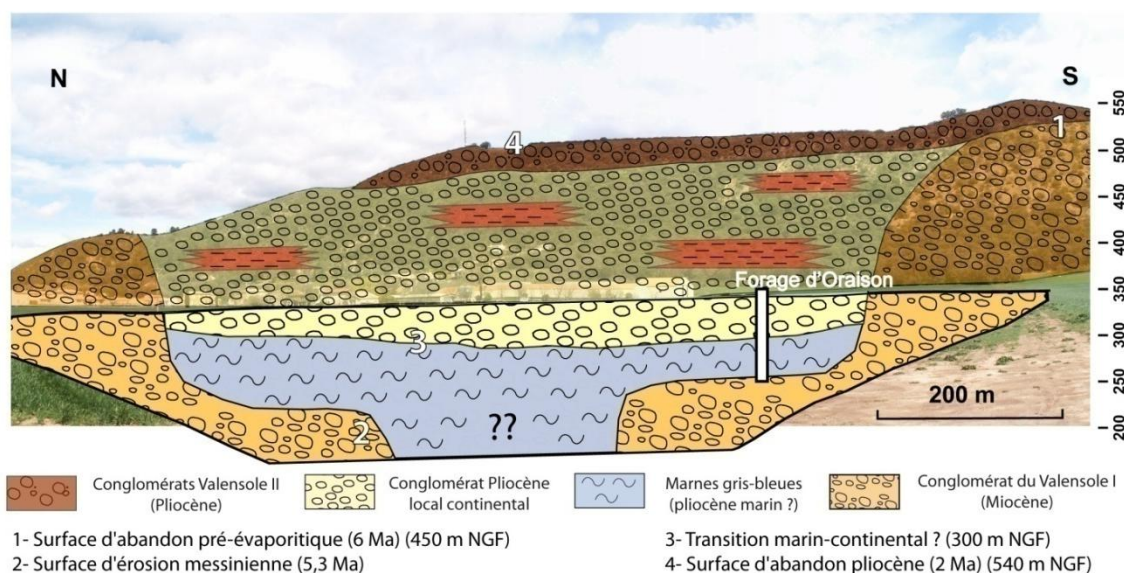


Figure 132 : Interprétation géologique du canyon messinien d'Oraison et localisation des marqueurs résultant de la crise de salinité.

II-8-5-2) QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION VERTICALE PLIO-QUATERNAIRE EN PROVENCE LIEE AU REBOND ISOSTASIQUE DES ALPES

De part sa position géographique, le canyon messinien d'Oraison n'a vraisemblablement pas subi de déformation tectonique importante. En effet, à l'Est de la FMD, les déformations plio-quaternaires sont faibles lorsqu'elles sont éloignées du front des Alpes comme c'est le cas ici. De plus, aucune structure tectonique ni évidence de tectonique récente à proximité du site n'a été reportées. Ainsi, les seuls déplacements verticaux possibles semblent être liés au rebond isostatique des Alpes. Ce rebond serait essentiellement dû à l'érosion plio-quaternaire (Champagnac et al., 2007). Des modélisations numériques récentes de ce rebond ont été proposées (Champagnac et al., 2007 ; 2008). Elles estiment pour le secteur d'Oraison (plateau de Valensole) une valeur du rebond maximum de 600 m. A Oraison, le soulèvement

maximum peut être évalué à partir des données de terrain. En effet, sous réserve que les marnes bleues du canyon d'Oraison soient marines, le soulèvement maximum a été de 230 m (transition marin-continental à 300 m alors que le niveau eustatique mondial pliocène est à 70 m NGF (Haq et al., 1987)). Cette valeur peut être légèrement plus élevée si la transition marin-continental a subi la compaction des marnes bleues. Si les marnes ne sont pas marines, cette valeur est encore plus faible. Il est ainsi possible de calibrer le modèle d'érosion, basé sur des valeurs maximales, proposé par Champagnac et al. (2007 ; 2008) grâce aux observations faites sur le canyon d'Oraison. Ces valeurs (Figure 133) doivent être divisées par 2,5. Malgré cela, la valeur du rebond reste une valeur maximale.

Il est ainsi possible d'estimer le rebond vraisemblable en Provence entre 40 et 150 m selon l'éloignement relatif par rapport à la chaîne alpine. Cette calibration peut également être vérifiée en Ardèche, où l'étude détaillée des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne a permis de mettre en évidence une surrection quaternaire de 60 m (Tassy, 2008) (contre 100 à 200 m pour Champagnac et al., 2008) (Figure 133). Dans le secteur de Beaucaire-Orange en vallée du Rhône, des valeurs du même ordre de grandeur (Clauzon et al., 2004) sont également compatibles avec cette interprétation.

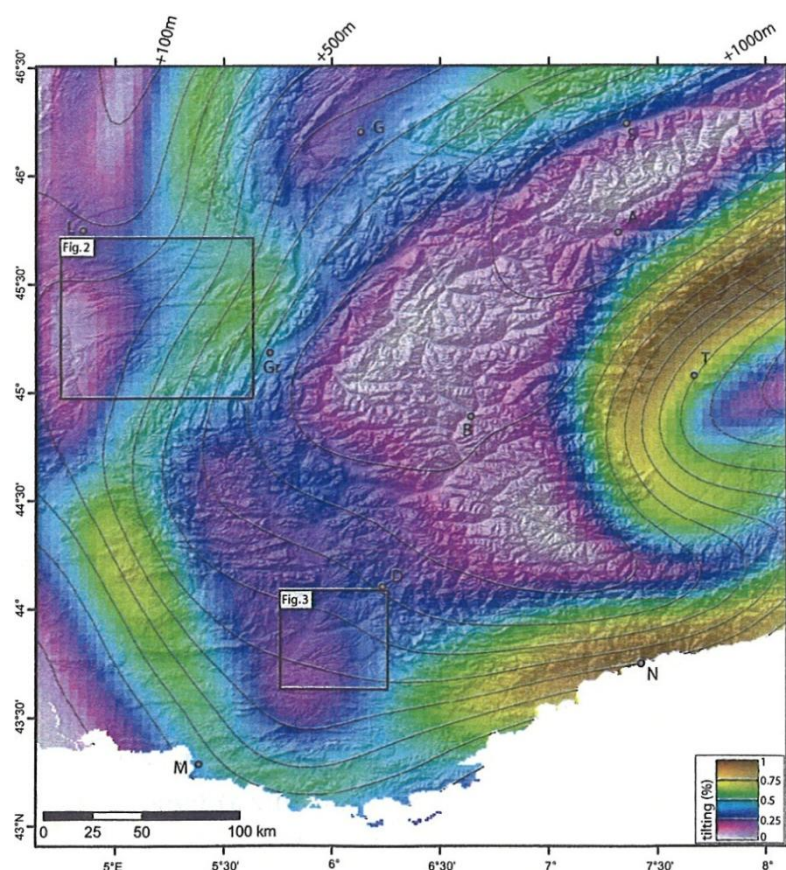


Figure 133 : Modélisation numérique du rebond des Alpes lié à l'érosion (d'après Champagnac et al., 2008). Les résultats de cette thèse montrent que les valeurs maximales présentées dans cette figure peuvent être divisées par 2,5.

II-8-6) CONCLUSIONS

L'étude approfondie de la paléo-vallée messinienne d'Oraison a permis pour la première fois, sur la vallée de la Durance, de déterminer sur un même site la géométrie des 4 marqueurs morphologiques résultant de la crise de salinité (sous réserve de la confirmation de l'origine marine des marnes bleues traversées par le forage d'Oraison). Ceci en fait un référentiel pour la quantification de la déformation en Provence. Malgré sa position amont, l'incision messinienne du canyon a été d'au moins 180 m et vraisemblablement de plus de 270 m. L'absence de déformation tectonique locale récente a permis de quantifier la surrection isostatique maximum liée au rebond des Alpes et de l'extrapoler au reste de la Provence. Cette surrection est comprise entre 40 et 150 m.

PARTIE 3 : APPORTS DE LA GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE

INTRODUCTION GENERALE :

La morphologie d'un relief résulte de la compétition entre tectonique et érosion, elle-même dépendante de la lithologique et du climat. La grande diversité morphologique des reliefs sur la Terre témoignent de la complexité du couplage entre ces différents facteurs. Les marqueurs géomorphologiques tels que les reliefs ou le réseau de drainage peuvent être utilisés pour caractériser des mouvements et des déformations tectoniques, quand ils peuvent être discriminés des contributions climatiques et lithologiques de la morphogénèse. Dans cette partie, nous essayerons de caractériser le rôle relatif de chaque facteur dans la mise en place des reliefs provençaux afin de savoir s'il est possible de discriminer voire de quantifier les éventuelles déformations tectoniques récentes. La première partie est constituée d'une étude détaillée de géomorphologie quantitative sur le chaînon du Luberon, la seconde traitera des différences morpho-structurales de ce chaînon avec celui des Alpilles. Enfin la dernière partie essaiera de caractériser et de quantifier les processus d'érosion qui affectent la Provence depuis le Quaternaire grâce à l'analyse du ^{10}Be produit *in-situ*.

III-1) GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE EN CONTEXTE DE DEFORMATION LENTE : LE CAS DU LUBERON (PROVENCE OCCIDENTALE)

III-1-1) AVANT-PROPOS

Depuis l'avènement des outils informatiques permettant la simplification des analyses quantitatives du relief (modèles numériques de terrain, SIG...) à la fin des années 1990, de nombreuses études et avancées ont été réalisées dans ce domaine. Ainsi, il m'a semblé intéressant de faire une mise à jour des études locales réalisées en Provence (Champion, 1999 ; Baroux, 2000 ; Laugier, 2002). Pour des questions de cohérence et d'homogénéisation des résultats, l'étude de géomorphologie quantitative réalisée dans le cadre de cette thèse résulte d'une nouvelle analyse, bien que les travaux cités ci-dessus aient pu servir de base de réflexion, sans qu'ils ne soient systématiquement cités. Il faut également noter que la partie concernant le pli de Manosque s'est partiellement inspirée d'un travail inédit réalisé par C. Authemayou en 2005.

III-1-2) INTRODUCTION

Au cours des dernières années, de nombreuses études de géomorphologie quantitative ont permis de caractériser les déformations récentes dans différents contextes tectoniques et climatiques (e.g.

Delcaillau et al., 1998 ; 2006 ; 2007 ; Champion, 1999 ; Bonnet et al., 2000 ; Snyder et al., 2000 ; Wobus et al., 2006 ; Stolar et al., 2007 ; Walcott et Summerfield, 2008 ; Larue, 2008). Ces études ont permis de comprendre l'influence des facteurs forçant comme le climat, la lithologie ou la tectonique sur les différents paramètres morphologiques (reliefs, réseau de drainage et bassins versants principalement). S'il est difficile, dans les zones de déformation lente comme la Provence, de quantifier avec précision la déformation récente grâce aux études de géomorphologie quantitative, cette méthode n'en reste pas moins une approche indispensable et efficace pour l'appréhender, au moins de manière qualitative.

Dans cette partie, nous nous concentrerons plus particulièrement sur l'étude du chaînon du Luberon, qui s'entend de la faille de la Moyenne Durance à la faille de Salon-Cavaillon. Ainsi, nous essayerons de caractériser l'évolution tectonique des différentes parties du Luberon et plus particulièrement celle du pli de Manosque (terminaison orientale du chaînon).

III-1-3) RAPPEL DU CONTEXTE MORPHOTECTONIQUE DU LUBERON

Le Luberon est une des structures majeures de la Provence occidentale. Sa géométrie varie longitudinalement (Dorkel et al., 1966 ; Germain et al., 1966) (Figure 134 et Figure 135). Dans sa partie occidentale, il s'agit globalement d'un anticlinal orienté E-W déversé vers le Sud et affectant des terrains marno-calcaires d'âge crétacé inférieur (Killian, 1892 ; Goguel, 1932). Le chevauchement associé à ce pli est enraciné dans le Trias (Roure et Colletta, 1996 ; Benedicto, 1996 ; Cushing et al., 2008 ; Chapitre I-3 de cette thèse) avec des relais possibles dans les marnes du Jurassique moyen et du Crétacé inférieur (Champion et al., 2000). Dans sa partie orientale, il est constitué par un anticlinal NE-SW, appelé pli de Manosque, développé lors de l'inversion tectonique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Destombes, 1962 ; Benedicto et al., 1996 ; Séranne, 1999)

La partie E-W peut être séparée en deux unités morphologiques principales, le Petit Luberon à l'Ouest, jouxtant la faille de Salon-Cavaillon, et le Grand Luberon à l'Est. Petit et Grand Luberon sont séparés par une faille de transfert orientée NW-SE passant au niveau de la combe de l'Aigue Brun (Figure 134). Au niveau de cette combe, le pli est serré, alors qu'il devient plus ample dans le Grand Luberon, à l'Est et qu'il se dédouble, tout comme le chevauchement, pour former des plis très amples à l'Ouest dans le Petit Luberon (Figure 134 et Figure 135). Les données de sub-surface montrent que dans le Grand Luberon, le flanc nord de l'anticlinal est affecté par une faille aveugle inverse, en faisant ainsi une structure à double vergence (pop-up) (Barbreau et al., 1976). Le Grand Luberon possède un avant-pays au Sud constitué par un synclinorium rempli de sédiments miocènes provenant en partie de l'érosion du pli (Clauzon, 1984).

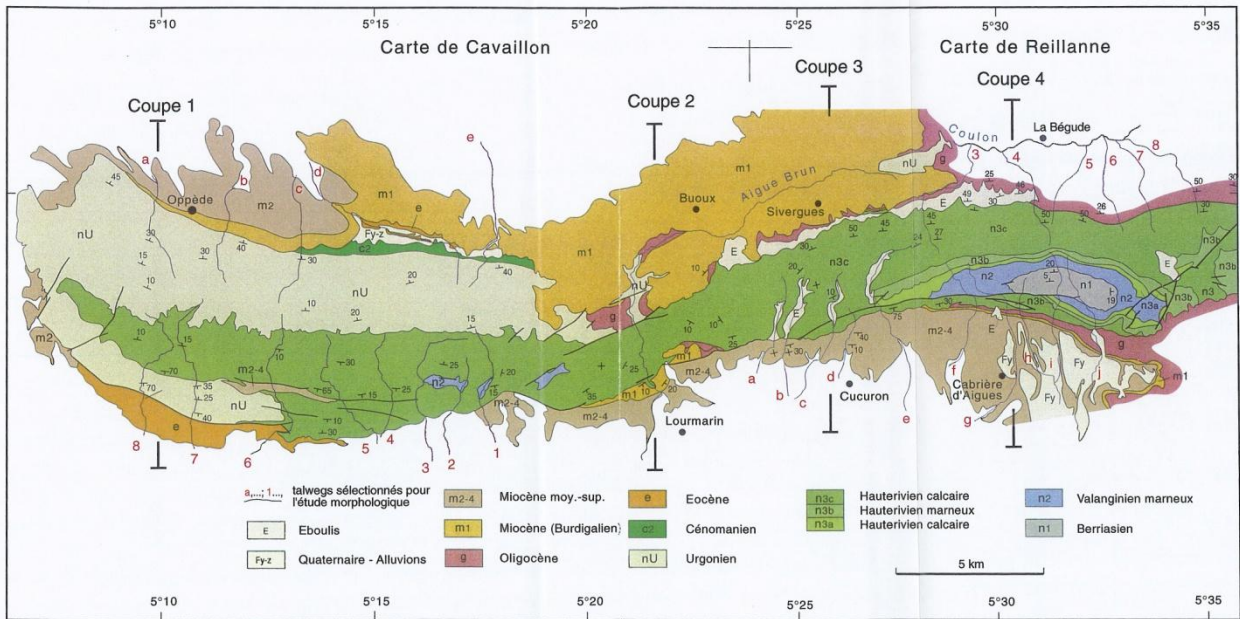


Figure 134 : Carte géologique simplifiée du Luberon (d'après Champion, 1999), et localisation des coupes géologiques de la Figure 135.

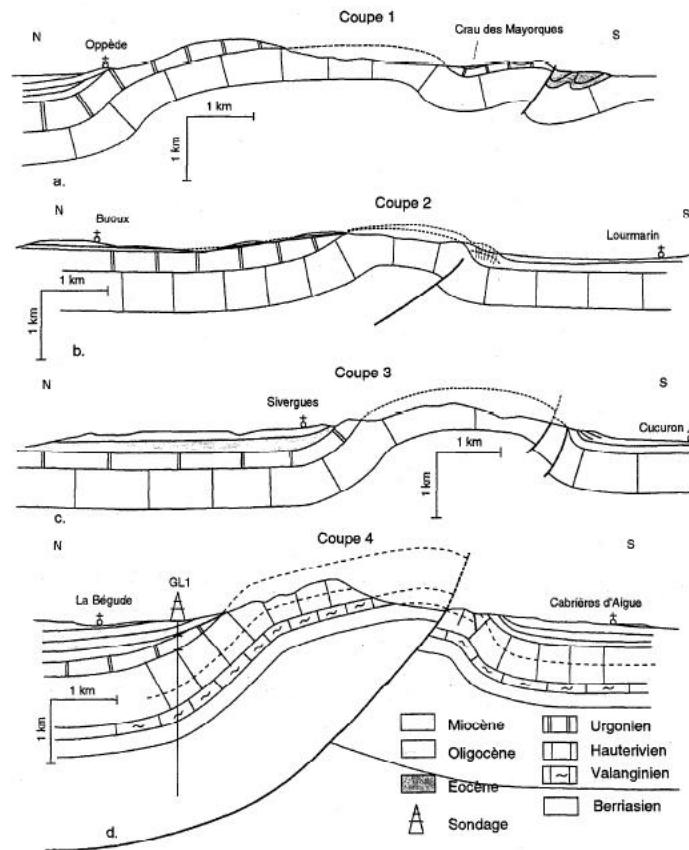


Figure 135 : Coupes géologiques du Luberon (d'après Champion, 1999). Localisation des coupes sur la Figure 134.

Le Luberon de Manosque (ou pli de Manosque) correspond à l'extrémité orientale de la chaîne. Il est constitué par un anticlinal d'orientation NE-SW qui s'est développé le long de la partie centrale de la faille de la Moyenne Durance (Figure 136). Cet anticlinal à cœur d'Oligocène développé dans le bassin d'âge rupélien de Manosque Forcalquier constitue le prolongement oriental du pli E-W du Luberon le long de la faille de la Moyenne Durance. La trace axiale du pli de Manosque est orientée NNE-SSW au Nord et se curve vers le Sud afin de se connecter au Grand Luberon (Figure 136). Un anticlinal E-W de faible longueur d'onde ($\approx 1,5$ km), à cœur d'Oligocène, s'est formé dans cette zone de flexure (Figure 136). Au Nord, la trace axiale du pli se dédouble. Au Sud, la structure régionale est plus complexe, elle est formée de plusieurs plis en échelon aux environs de Manosque.

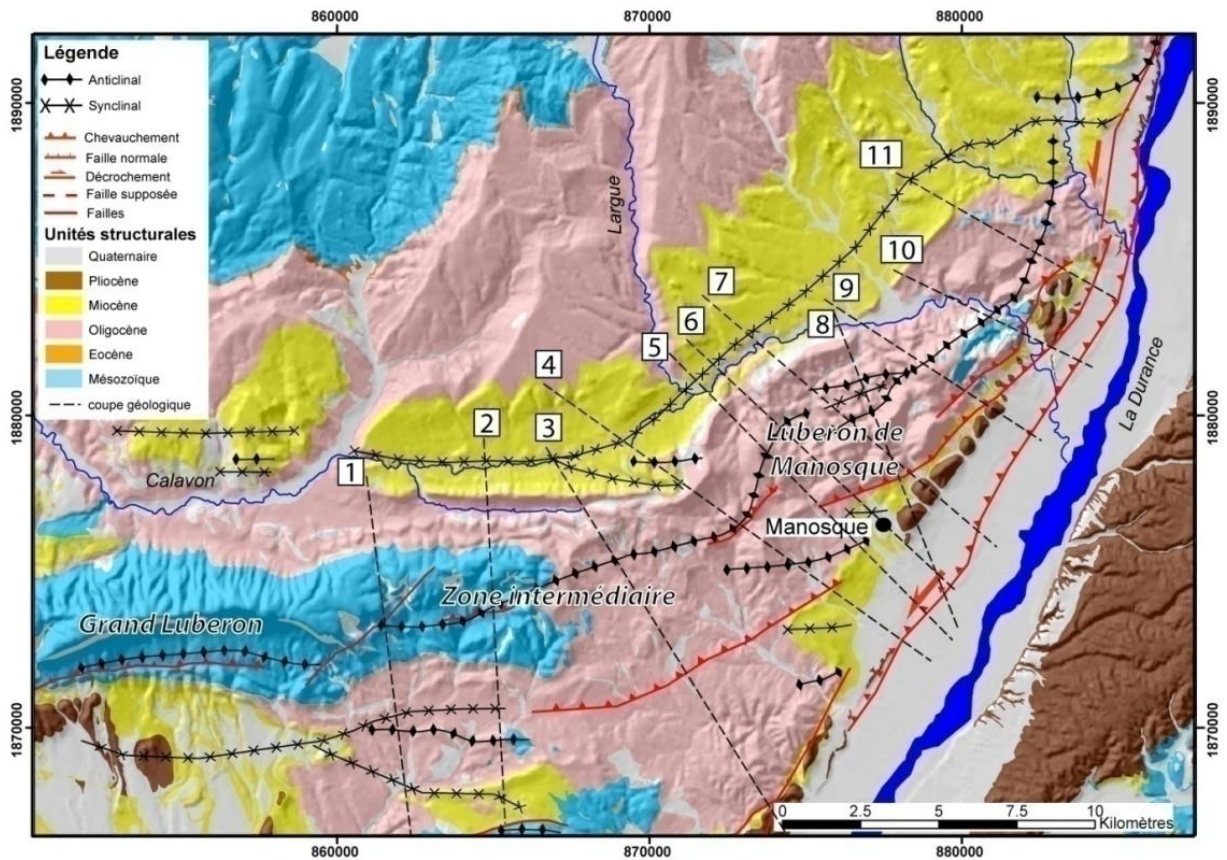


Figure 136 : Schéma structural de la partie orientale du Luberon : le pli de Manosque (d'après Authemayou, inédit), et localisation des coupes de la Figure 137.

Des coupes géologiques ont été réalisées le long du pli de Manosque, à l'aide des cartes géologiques au 1:50000 de la région, des données de forages accessibles par la base de données BRGM, et de coupes sismiques pétrolières, afin de visualiser la géométrie en 3D du pli (travail inédit de C. Authemayou, 2005) (Figure 137). La couche repère représentée (Figure 137) correspond au toit de la formation sannoisienne (Oligocène inférieur). Elle se retrouve à l'affleurement au niveau du pli du Grand Luberon et dans une moindre mesure au cœur du pli de Manosque. Le pli du Grand Luberon est plus développé que celui de Manosque ; leur jonction correspond à une zone où l'anticlinal est très ample.

L'enveloppe du pli de Manosque est très irrégulière. Elle est affectée par un chevauchement à pendage ouest entraînant le déversement du pli vers l'Est dans la partie nord. (coupes 9 et 10, Figure 137). La tectonique salifère entraîne des plissements de petite longueur d'onde dans la charnière (coupe 8, Figure 137), et des rétro-chevauchements aveugles au cœur du pli, conduisant à une structure globalement symétrique (coupe 4, Figure 137).

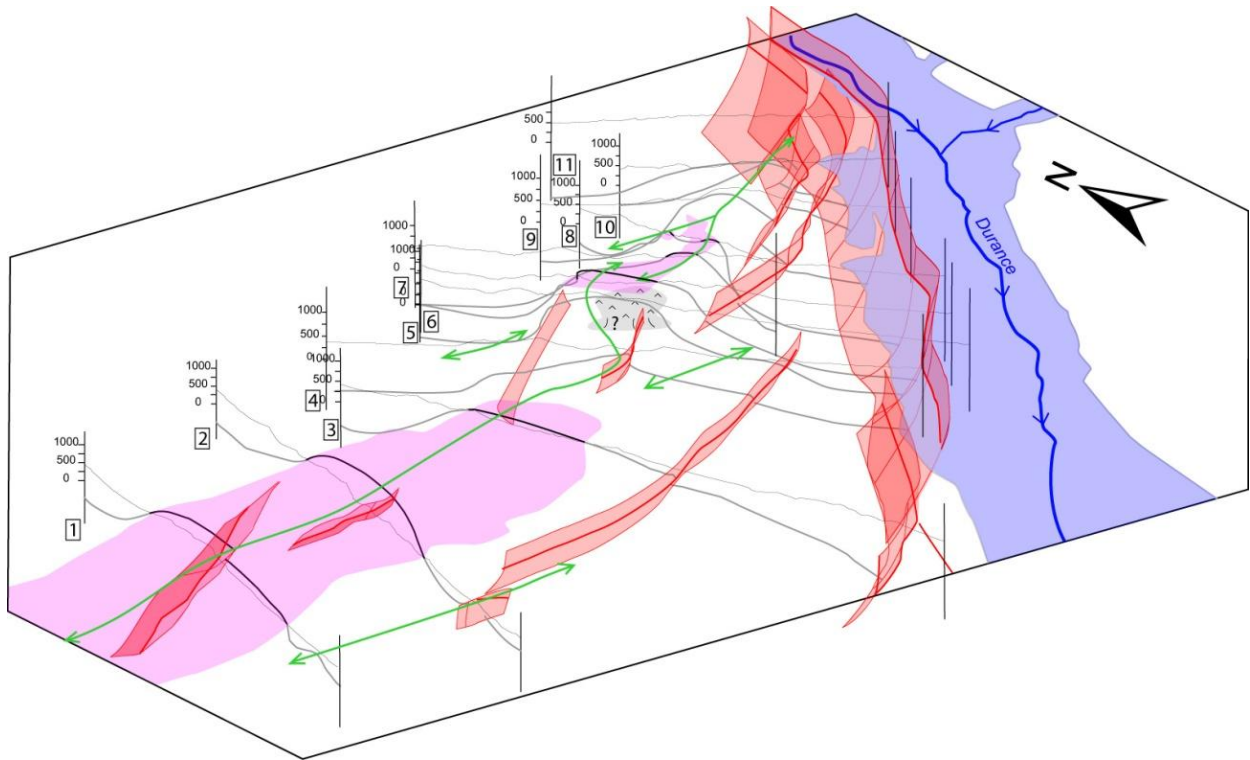


Figure 137 : Reconstitution 3D de la géométrie du pli de Manosque (d'après Authemayou, inédit). La couche repère (rose) correspond au toit du Sannoisien (Oligocène inférieur). Les polygones rouges correspondent à la géométrie du système de faille de la Moyenne Durance. Les flèches vertes sont les axes des plis anticlinaux. La surface bleue est la vallée actuelle de la Durance. La localisation des coupes se trouve en Figure 136.

III-1-4) EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Une première phase de plissement a lieu lors de l'orogénèse pyrénéo-provençale, comme en témoigne la discordance angulaire d'environ 35°, au Sud de la combe de Lourmarin, entre le Crétacé et l'Oligocène (Goguel, 1932 ; Dorkel et al. 1966). L'Oligocène correspond à une période en extension provoquant la formation de bassins dissymétriques (demi-grabens) dont les dépôts-centres sont localisés à proximité des accidents majeurs NW-SE tel que les failles de Nîmes et de la Moyenne Durance (plus de 3000 m dans le bassin de Manosque-Forcalquier, en terminaison orientale de la chaîne) (Destombes, 1962). Le Luberon reste en position haute durant cette période. Ainsi, au sein même du chaînon, les dépôts se localisent uniquement à l'aplomb de la faille de transfert de Lourmarin (Figure 134), qui sépare le Petit du Grand Luberon, et qui est réactivée en faille normale durant l'extension. La mer burdigalienne

a ensuite recouvert le Luberon (présence de molasses marines burdigaliennes jusqu'à 800 m d'altitude, et absence d'éléments calcaires crétacés provenant de l'érosion du pli dans ces sédiments) (Combaluzier, 1932 ; Dubois, 1966 ; Champion, 1999 ; Besson, 2005). La déformation des surfaces d'abrasion miocènes montre une première phase de plissement à la fin du Burdigalien (Champion et al. 2000 ; Besson, 2005). La série miocène est ensuite complétée par des sédiments continentaux d'âges tortonien constitués en grande partie de matériel provenant de l'érosion du pli, qui se sont déposés en discordance progressive dans l'avant-pays (synclinaux de Cucuron et de Cadenet-Pertuis) (Clauzon et Robert, 1984 ; Clauzon, 1996 ; Clauzon et al., soumis, en Annexe1). Le plissement progressif de ces sédiments implique une deuxième phase de déformation du Luberon au Tortonien, entre 11 Ma et 6 Ma (Clauzon, 1984 ; Clauzon et al., soumis). En effet, le sommet de cette surface continentale non déformée est postérieur à 6.5 Ma d'après les faunes de rongeurs (Aguilar et Clauzon, 1982) et antérieur à l'incision messinienne (6 Ma).

En ce qui concerne le pli de Manosque, à partir du Miocène, la phase compressive alpine provoque l'inversion du bassin Oligocène (Benedicto, 1996 ; Séranne, 1999). Les formations antérieures sont vigoureusement redressées et plissées le long du tracé de la faille, en rive droite de la Durance. L'absence de terrains mésozoïques affleurant dans le cœur de l'anticlinal ne permet pas de savoir si le pli était déjà amorcé lors de la phase pyrénéo-provençale. Les séries déposées dans ce bassin et affectées par le plissement sont constituées de dépôts continentaux marneux et argileux d'âge éocène inférieur à ludien inférieur, puis d'une épaisse série détritique le long de la faille, interprétés comme des dépôts proximaux résultant du mouvement en faille normale de la FMD (Cavelier et al., 1984). Une épaisse série salifère est présente au cœur du bassin (Gigot et al., 1982).

Au Plio-quaternaire, bien que la structuration du Luberon et du pli de Manosque soit terminée, il persiste des contraintes alpines comme en témoigne la présence de nombreux galets striés et un basculement de 30° environ du Pliocène continental dans l'avant pays du Luberon, au lieu dit Micoulin (Figure 138). L'inversion des faces de galets striés (*mesurées avec J.-C. Hippolyte*) a été réalisée d'après la méthode d'Angelier (1984 ; 1991) et indique une compression post-pliocène N-S (Figure 138, c).

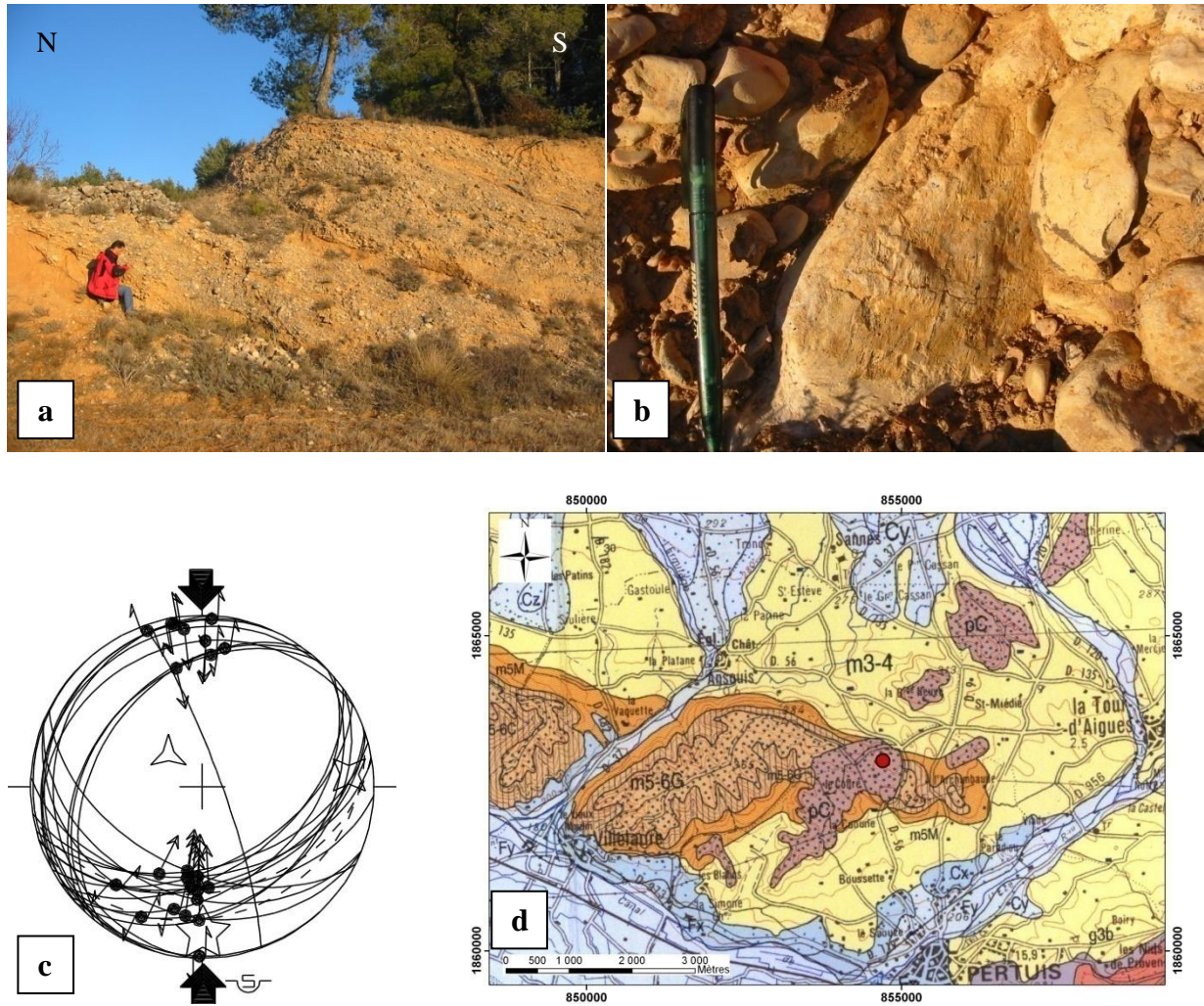


Figure 138 : Déformation plicative (a) et stries (b) dans les conglomérats pliocènes en avant-pays du Luberon (Lieu-dit Micoulin).
c) Tenseur des contraintes (σ_1 est N-S ; σ_2 est E-W et σ_3 est sub-vertical); d) localisation sur le fond de carte géologique au 1/100000 (Moutier et Balme, 1997).

III-1-5) TOPOGRAPHIE

Pour chacune des unités structurales, une coupe transversale, intégrant les données topographiques d'une bande de terrain de 4 km de largeur projetées sur la coupe, a été réalisée à partir d'un MNT à une résolution de 50 m (Figure 139). Cette représentation du relief permet d'appréhender le profil de pente global ainsi que l'incision des rivières (points les plus bas) par rapport aux interfluves (points les plus hauts).

L'altitude de la ligne de crête est d'environ 700 m pour le petit Luberon, 1100 m pour le Grand Luberon et 750 m pour le pli de Manosque (Figure 139). Une forte asymétrie peut être mise en évidence pour le Petit et le Grand Luberon. Pour ces deux zones, la retombée méridionale présente un profil concave alors que le profil du flanc septentrional est plutôt rectiligne. Cette géométrie peut être

interprétée comme résultant du déversement de la structure anticlinale, le versant sud étant soumis plus activement à l'érosion, car il présente des pentes structurales plus fortes et une plus intense fracturation liée à la proximité du chevauchement. En ce qui concerne le pli de Manosque, la répartition des altitudes est beaucoup plus large. De plus, la prise en compte de la vallée du Largue, qui recoupe le pli (Figure 136) masque la partie inférieure du profil et sous-estime l'altitude moyenne (Figure 139). Cependant, le profil moyen suggère des flancs plus symétriques que pour le reste de la chaîne.

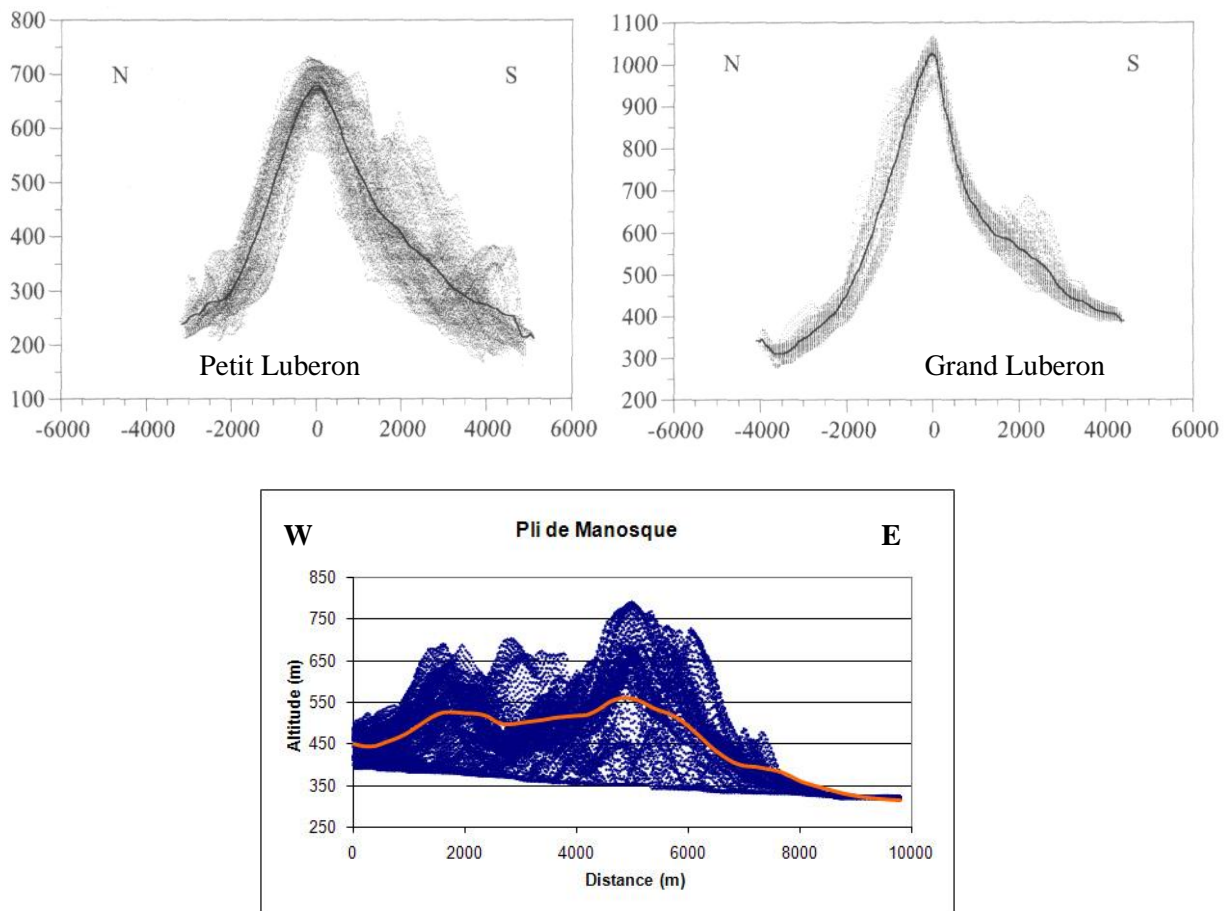


Figure 139 : Projection des altitudes perpendiculairement à la ligne de crête pour les différentes parties du Luberon. (Petit et Grand Luberon d'après Champion, 1999). Les points correspondent à chaque altitude projetée, la ligne correspond à l'altitude moyenne.

III-1-6) HYDROGRAPHIE

III-1-6-1) DEFINITION DES ENSEMBLES MORPHO-STRUCTURAUX

L'analyse de la forme du réseau de drainage et des paramètres des bassins versants a été réalisée pour le chaînon du Luberon. Le réseau hydrographique théorique et les bassins versants ont été extraits à partir d'un MNT d'une résolution de 25 m (de l'IGN) à l'aide du logiciel Rivertools 2.4 de Rivix (Figure 140). Les exutoires de chaque bassin ont été choisis en bordure de relief.

Différentes unités morphologiques ont été définies grâce à l'étude structurale : à l'Ouest, le Petit Luberon est séparé du Grand Luberon à l'Est par la combe de l'Aigue Brun. Le pli de Manosque constitue une troisième unité. La dernière unité définie, nommée zone intermédiaire, correspond à la zone de jonction entre le Grand Luberon et le pli de Manosque (Figure 140). Chacune de ces zones a ensuite été séparée selon son pendage structural afin d'analyser chaque flanc du pli. Pour le pli de Manosque, une zone correspondant à la terminaison périanctinale a également été différenciée. Nous comparerons donc 9 ensembles morpho-structuraux différents pour le Luberon. (Figure 140)

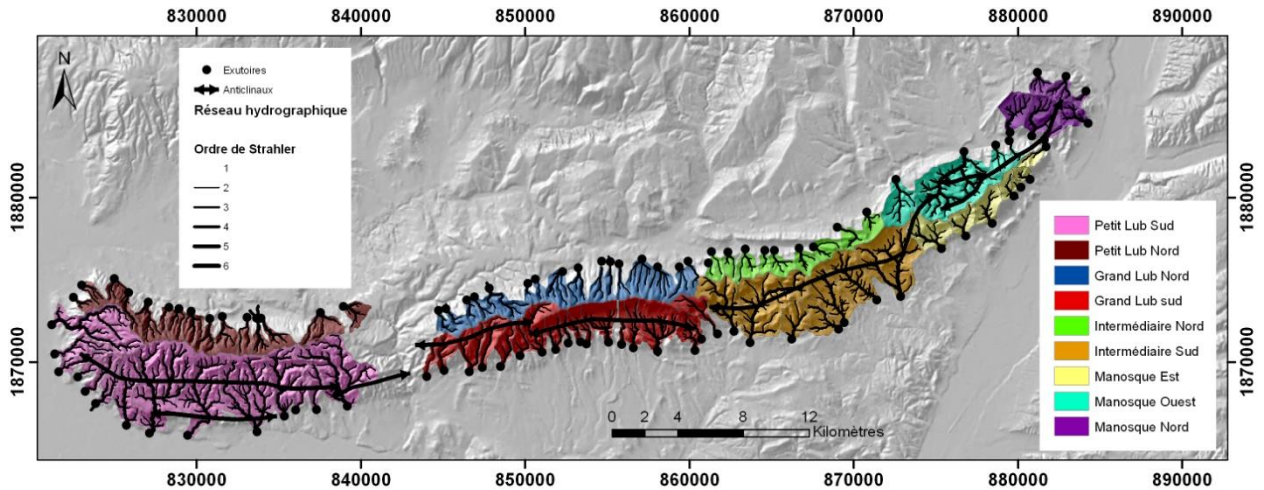


Figure 140 : Définition des zones morphostructurales du Luberon comparées dans l'étude de géomorphologie quantitative et trace axiale des plis anticlinaux par rapport à la ligne de partage des eaux.

III-1-6-2) PARAMETRES CALCULES

L'ordre de Strahler (Strahler, 1952) (Figure 141) est défini de la manière suivante :

- (i) Tout bief est d'ordre 1 s'il n'a pas d'affluent.
- (ii) Un bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre X est d'ordre X+1.
- (iii) Un bief formé par la confluence de deux biefs d'ordre différents prend l'ordre du bief le plus élevé.

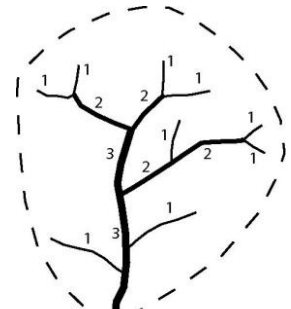


Figure 141 Codification de Strahler, nomenclature des biefs (Strahler, 1952).

L'aire drainée correspond à la surface totale du bassin.

Le diamètre est la largeur maximale du bassin.

Le facteur de forme correspond au rapport du diamètre sur l'aire drainée. Il permet de quantifier la forme d'un bassin, et il caractérise son état de maturité. Un bassin s'élargit avec l'âge et par conséquent son facteur de forme diminue. Un bassin à l'état d'équilibre présente généralement des valeurs proches de 0,5.

La densité de drainage est définie par le rapport entre la longueur totale des drains sur l'aire drainée. Ce paramètre est un bon indicateur de la maturité du réseau. La maturité est caractéristique de l'état

d'équilibre du système. Pour des systèmes comparables (lithologie et climat identiques, même âge de mise en place du réseau de drainage), moins un système subit de soulèvement, plus sa densité de drainage et par conséquent la maturité de son réseau hydrographique seront importantes.

La pente moyenne des bassins est calculée par la moyenne des pentes de chaque drain pondérées par leur longueur.

La valeur de l'intégrale hypsométrique : L'analyse hypsométrique permet d'exprimer quantitativement l'évolution d'un bassin versant (Strahler, 1952). Chaque bassin versant est caractérisé par une courbe hypsométrique, qui représente la surface relative des points situés au dessus d'une altitude donnée, et par la valeur de son intégrale I_h . Sa formule est définie de la façon suivante:

$$I_h = \frac{(h_{moy} - h_{min})}{(h_{max} - h_{min})}$$

Où h_{moy} est l'altitude moyenne, h_{max} et h_{min} sont les altitudes maximales et minimales du bassin versant. La courbe hypsométrique correspond à la surface relative des points situés au-dessus d'une altitude donnée et son intégrale traduit le volume global érodé du bassin (Figure 142).

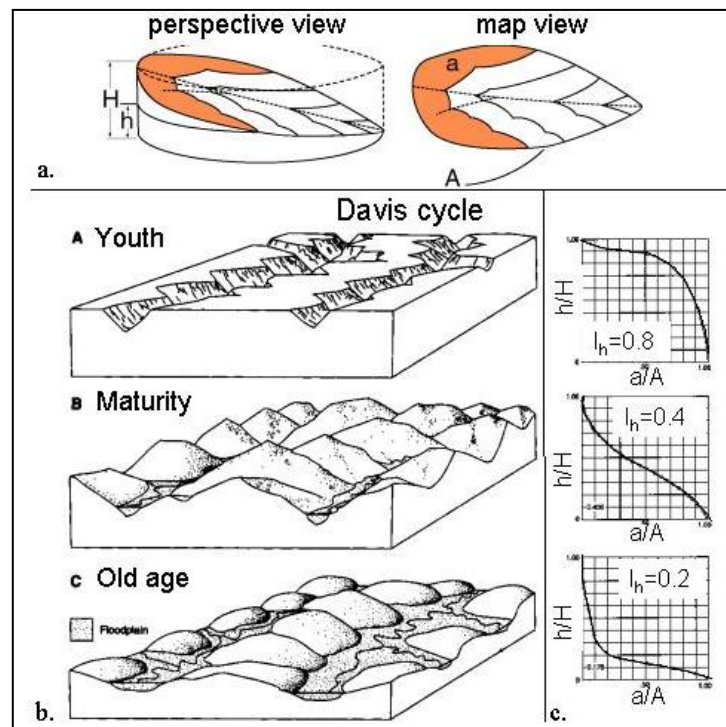


Figure 142 : Représentation graphique de l'expression de l'intégrale hypsométrique (a), type de courbe et de valeur (c) en fonction de la maturité du relief (b), d'après Davis, 1899, d'après Champion, 1999.

Ainsi, une courbe hypsométrique convexe possède une intégrale forte (> 0.6). Elle caractérise une rivière drainant un bassin peu érodé. Au contraire, une courbe hypsométrique concave possède une intégrale faible (< 0.4) qui est représentative d'un bassin ouvert et fortement érodés (Figure 142).

Ce paramètre est très dépendant de l'érodabilité des roches, donc de la lithologie (Hurtrez et Lucazeau, 1999) mais aussi de la taille des bassins (Hurtrez et al., 1999 ; Walcott et Summerfield, 2008). Ce paramètre est également utilisé pour caractériser l'activité tectonique (Azor et al., 2002 ; Chen et al., 2003), les variations climatiques (Masek et al., 1994 ; Montgomery et al., 2001), voire même récemment pour caractériser et comprendre l'évolution des paysages martiens (Luo, 2000 ; 2002 ; Sepinsky et Coradetti, 2004 ; Ansan et Mangold, 2006).

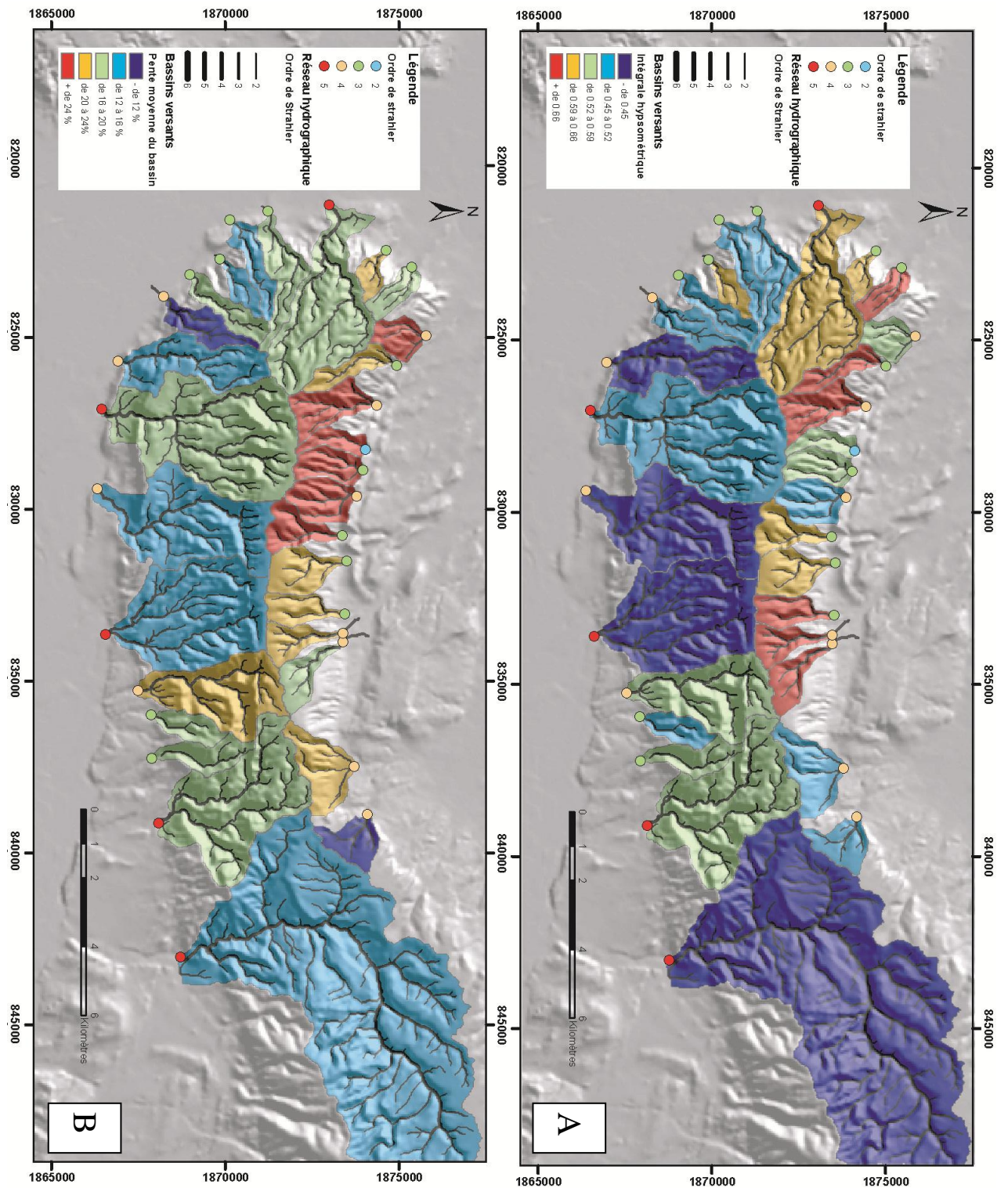
Le relief local correspond à la différence d'altitude entre le point le plus haut et le point le plus bas sur une surface prédéfinie (Ahnert, 1984). Il correspond à l'incision des rivières par rapport à leur interfluve et traduit donc l'efficacité de l'incision sur le versant par rapport à celle dans le réseau (Hovius, 1995). Pour le calculer, on prend la différence des intégrales des profils normalisés des crêtes et des talwegs. Plus l'incision est importante, plus le relief local est élevé.

III-1-6-3) RESULTATS DE L'ANALYSE DU RESEAU DE DRAINAGE

98 bassins versants et leur réseau de drainage ont été extraits, couvrant la totalité du chaînon du Luberon. Les différents paramètres présentés dans la partie précédente ont été calculés pour chaque bassin (Figure 143 ; Figure 144). La moyenne de chaque paramètre a ensuite été calculée pour chaque zone définie dans le paragraphe III-I-6-1 (Tableau 1).

Tableau 1: Moyenne des valeurs de chaque paramètre géomorphologique des bassins étudiés en fonction de leur zone géographique. Le détail pour chacun des bassins se trouve en Figure 143 et Figure 144

Paramètres		Aire (km ²)	Diamètre (km)	Facteur forme	Intégrale hypso.	Densité drainage	Relief local	Pente	Alt. exu. (m)	Strahler exu.
Petit Luberon	Nord	1,713	2,272	0,575	0,606	4,659	0,184	0,223	221,5	3,400
	Sud	5,698	4,115	0,514	0,496	4,773	0,143	0,170	138,3	3,857
	Total	3,637	3,162	0,545	0,553	4,714	0,164	0,197	181,3	3,621
Grand Luberon	Nord	1,514	2,122	0,561	0,545	4,332	0,220	0,235	478,7	3,200
	Sud	2,206	2,777	0,509	0,453	4,404	0,218	0,209	431,2	3,444
	Total	1,891	2,480	0,533	0,495	4,371	0,219	0,220	452,8	3,333
Intermédiaire	Nord	1,357	1,850	0,616	0,475	4,140	0,104	0,161	444,8	3,000
	Sud	6,680	4,011	0,623	0,425	4,918	0,090	0,123	397,6	4,143
	Total	3,549	2,740	0,619	0,455	4,460	0,098	0,145	425,4	3,471
Pli Manosque	Nord	1,934	1,930	0,672	0,479	4,992	0,067	0,127	381,0	3,571
	Ouest	4,944	3,085	0,629	0,456	4,575	0,143	0,201	394,8	3,750
	Est	1,852	2,058	0,627	0,522	4,572	0,118	0,224	422,6	3,429
	Total	2,571	2,236	0,645	0,491	4,736	0,104	0,181	400,2	3,556
	Total	2,819	2,681	0,572	0,506	4,553	0,161	0,194	357,2	3,490



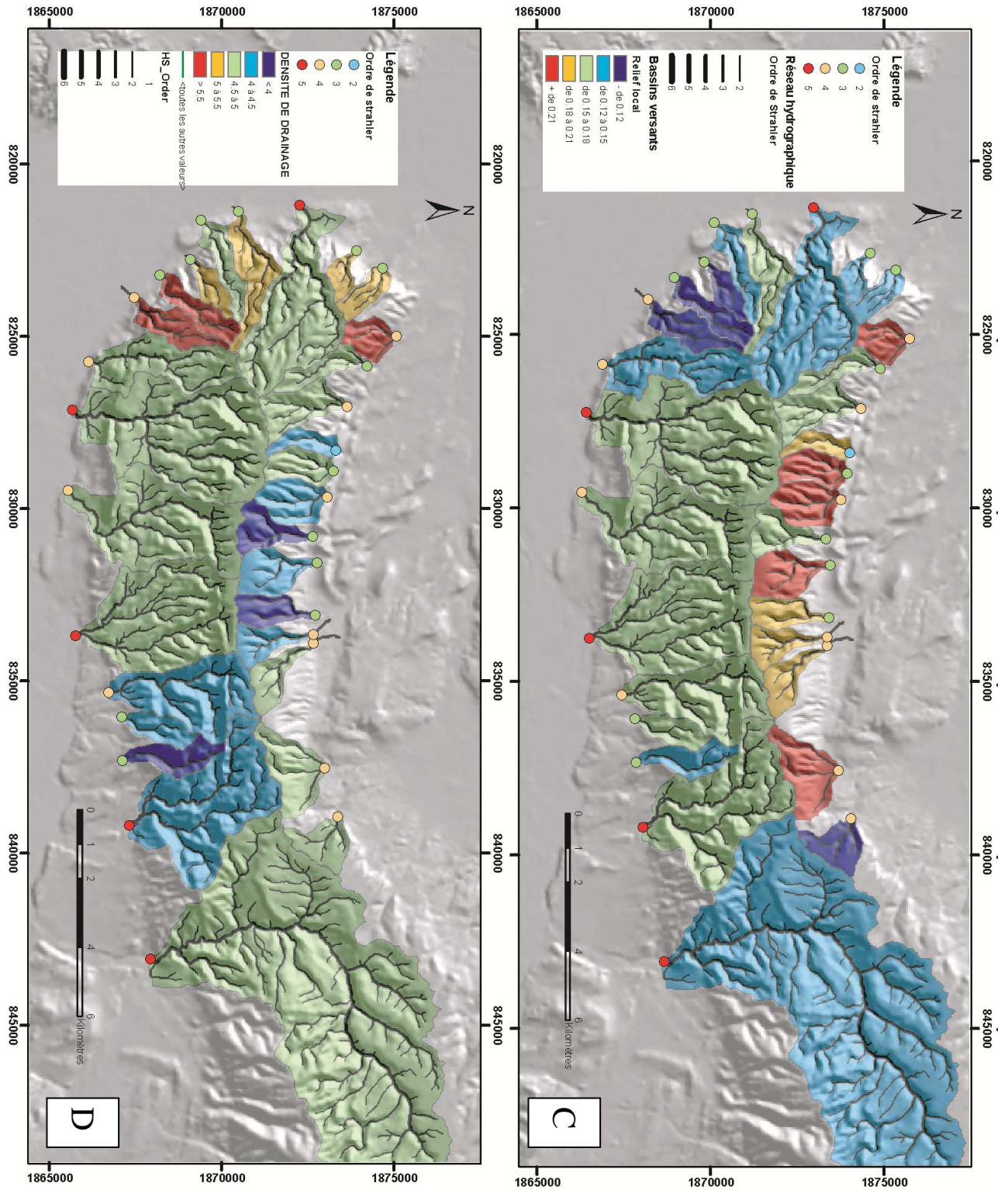
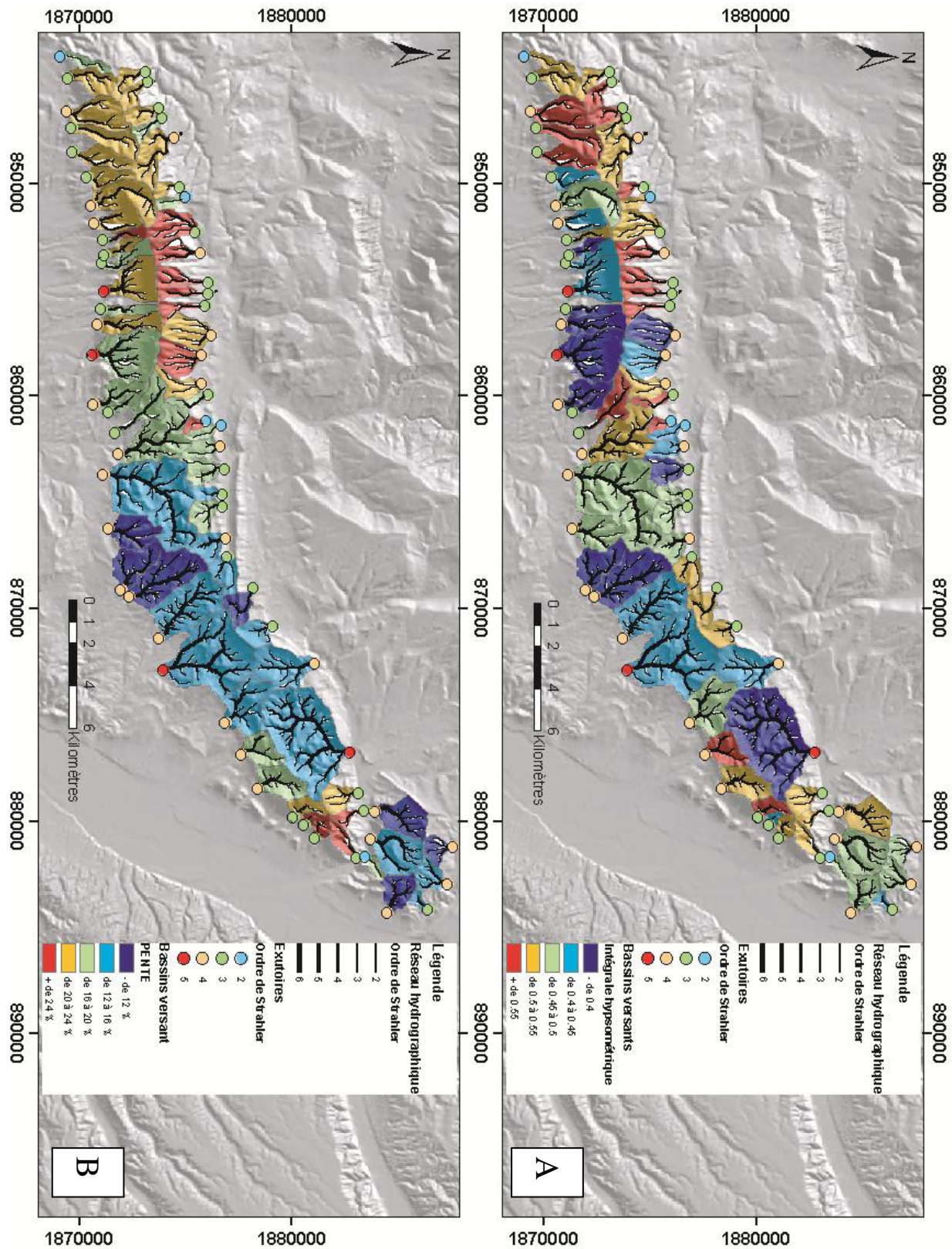


Figure 143 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versants du Petit Luberon. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) relief local, D) densité de drainage.



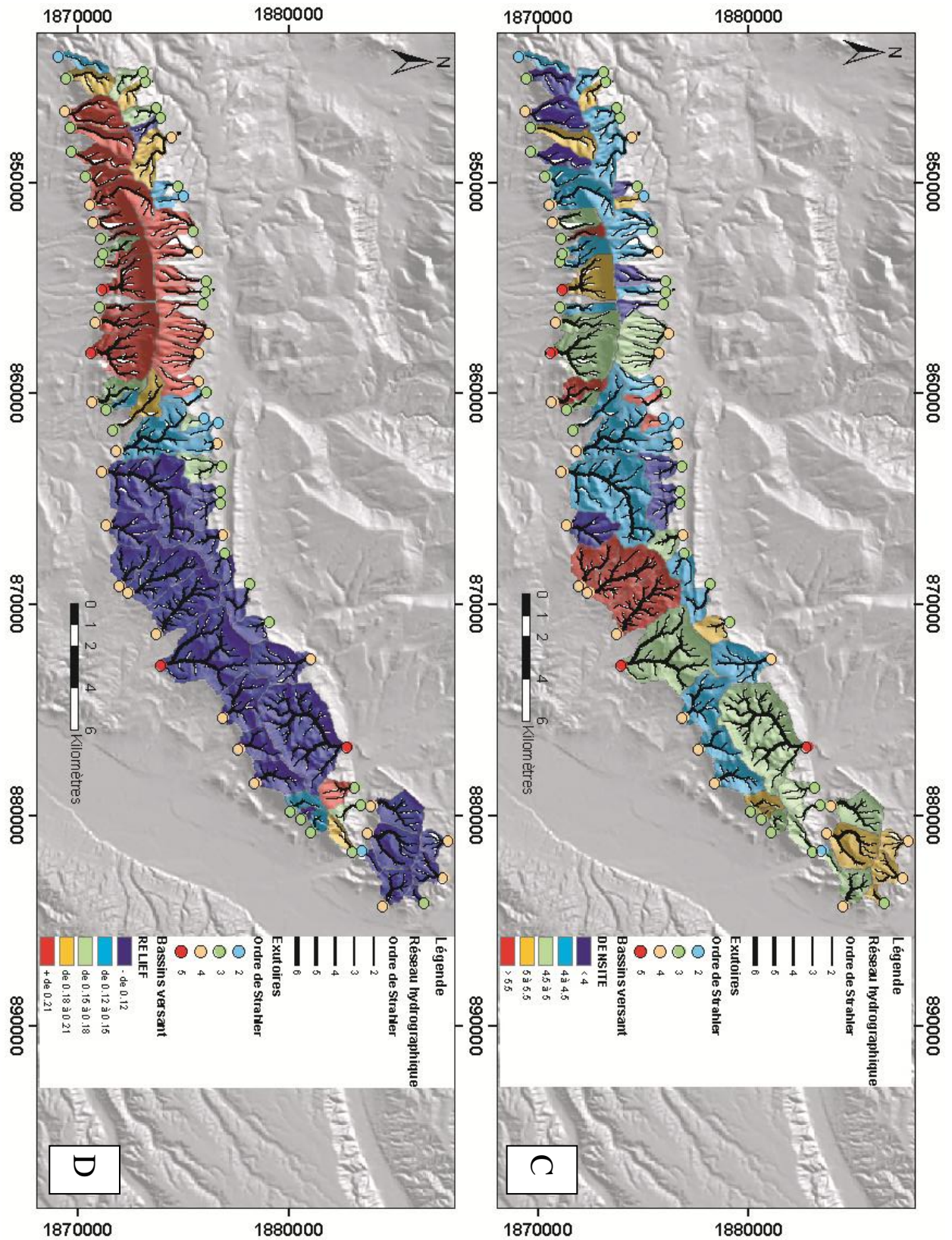


Figure 144 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versants du pli de Manosque. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) relief local, D) densité de drainage.

III-1-6-3-A) AIRE DES BASSINS

L'aire moyenne des bassins versants drainant le Luberon est de 2,819 km². Leur taille n'est pas homogène. Pour le Grand et le Petit Luberon, les bassins situés sur le flanc court (sud) de l'anticlinal sont nettement plus petits que ceux du flanc long (nord). Cette différence traduit le caractère prépondérant de l'érosion dans le cas d'un pli dissymétrique (Figure 145). Pour le Grand Luberon, la différence n'est pas très marquée, ce qui pourrait se traduire par une meilleure résistance à l'érosion que pour le reste de la chaîne. Sur le pli de Manosque, cette disposition est inversée, suggérant une dominance de la surrection (Figure 145).

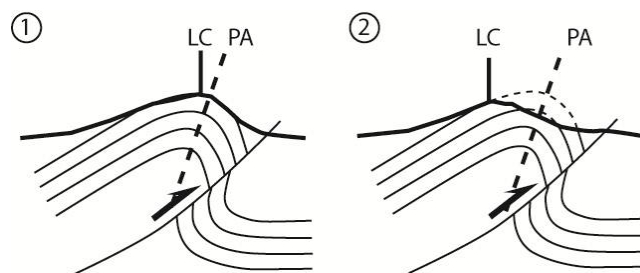


Figure 145 : Evolution par érosion d'un pli déversé. Notez (i) le recul vers le flanc long de la ligne de crête (LC) par rapport à la trace du plan axial du pli (PA) (ii) le développement morphologique plus important du versant Sud.

III-1-6-3-B) FACTEUR DE FORME

Les facteurs de forme sont proches de 0,5 pour le Petit et le Grand Luberon, traduisant un état équilibré, malgré des valeurs un peu plus fortes pour les bassins du versant nord. Par contre, les facteurs de forme sont plus élevés (bassins versants plus allongés) pour le pli de Manosque et la partie intermédiaire (plus de 0,6). Cette différence suggère que les processus de surrection n'ont pas encore été palliés par l'érosion dans ces deux zones.

III-1-6-3-C) VALEUR DE L'INTEGRALE HYSOMETRIQUE

Ce paramètre est très dépendant de la lithologie. Ceci est notamment visible pour le Petit Luberon, qui présente des valeurs moyennes supérieures à 0,6 au Nord (partie drainant les calcaires urgoniens très compétents) et moins de 0.5 au Sud (partie drainant les marno-calcaires de l'Hauterivien).

III-1-6-3-D) DENSITE DE DRAINAGE ET ORDRE DE STRAHLER

La densité de drainage moyenne est de 4,553. Hormis pour le pli de Manosque, elle est légèrement plus faible pour les bassins du versant nord que pour ceux du sud. Cette différence traduit une maturité un peu moins forte du réseau au Nord qu'au Sud. D'autre part, la valeur de l'ordre de Strahler à l'exutoire est beaucoup plus faible pour les bassins du Nord ($\approx 3,2$) que pour ceux du Sud (≈ 3.7), conformément à la densité de drainage.

III-1-6-3-E) RELIEF LOCAL

Le relief local reflète l'incision. Pour le Luberon, il se corrèle bien avec l'amplitude⁵ du chaînon. La partie intermédiaire, où l'amplitude est la plus faible, présente les valeurs de relief local les plus faibles tandis que les plus élevées correspondent au Grand Luberon, partie culminante du chaînon.

III-1-6-3-F) PENTE

La pente moyenne du Luberon est de 19,4%. Les pentes les plus fortes sont retrouvées sur le Grand Luberon, tandis que les plus faibles correspondent à la partie intermédiaire. Hormis pour le Luberon de Manosque, le versant nord présente toujours des pentes plus fortes qu'au Sud.

III-1-6-4) LA RELATION PENTE-AIRE DRAINEE

III-1-6-4-A) THEORIE

Les nombreuses études menées dans différents contextes ont révélées qu'il existe, lorsque le système est à l'équilibre, une relation entre la pente locale d'un drain et l'aire qu'il draine (Hack, 1957 ; Flint, 1974 ; Howard et Kerby ; 1983). Cette relation s'écrit :

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

S étant la pente locale, A l'aire drainée et k_s et θ des paramètres décrivant l'inclinaison et la concavité du drain. Les modélisations concernant les transports de sédiment et l'incision du réseau hydrographique ont également obtenu des relations de cette forme (Howard et al., 1994 ; Willgoose, 1994 ; Whipple and Tucker, 1999). Ces modèles précisent (i) que l'indice de concavité θ est dépendant du taux d'érosion, (ii) qu'il existe une loi d'échelle entre l'indice d'inclinaison (k_s) et le taux de surrection (e.g. Whipple and Tucker, 1999).

Les lois d'érosion relient le flux de matière érodée aux paramètres climatiques et lithologiques d'une part, et tectonique d'autre part. Ces lois établies dans le cadre de relief à l'équilibre dynamique permettent de prévoir la réponse des systèmes naturels à un forçage tectonique. Les mesures des taux d'érosion dans les différents contextes tectoniques et climatiques (Anhert, 1970 ; Jansen et Painter, 1974 ; Young et Saunders, 1986 ; Pinet et Souriau, 1988 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Summerfield et Hulton, 1994) ont montré l'influence prépondérante du relief et du débit d'eau sur les taux d'érosion. Les lois résultantes mettent ainsi en relation le taux d'érosion (E) en fonction des contraintes tangentielles aux limites (τ_b) et des contraintes tangentielles critiques (τ_c) (e.g. Howard, 1994), selon l'équation :

$$E = k_b (\tau_b - \tau_c)^a \quad (2)$$

⁵ L'amplitude du relief est la différence d'altitude entre sa base et son sommet

où k_b est un coefficient dépendant des processus d'érosion, de la résistance des roches et de la charge sédimentaire, a est une constante positive dépendante des processus. τ_c correspond à la valeur seuil de la contrainte tangentielle à atteindre pour que se produise l'incision. τ_c est souvent considéré négligeable car l'incision du drain ne se fait de manière significative que lors de grandes crues et que, lors de ces événements, la contrainte tangentielle aux limites τ_b est largement plus grande que τ_c (Tucker et Bras, 2000 ; Snyder et al., 2003) .

La contrainte tangentielle aux limites s'exprime selon l'équation :

$$\tau_b = \rho \cdot C_f^{1/3} \cdot \left[\frac{g \cdot S \cdot Q}{W} \right]^{2/3} \quad (3)$$

où ρ est la densité de l'eau, C_f est un facteur de friction sans dimension, g l'accélération de la pesanteur, S la pente locale (dz/dx), Q le débit caractéristique (Wolman et Miller, 1960) et W la profondeur caractéristique du drain.

La relation entre le débit et l'aire drainée est donnée par l'équation (Willgoose et al., 1991) :

$$Q = k_q \cdot A^c \quad (4)$$

où k_q est une constante et c une valeur comprise entre 0,7 et 1 mais souvent considérée comme égale à 1 dans des domaines sans effet de topographie majeur (Dunne et Leopold, 1978 ; Pazzaglia et al., 1998).

De plus, la relation reliant la profondeur du drain en fonction du débit est donnée par l'équation :

$$W = k_w \cdot Q^b = k_w \cdot k_q^b \cdot A^{bc} \quad (5)$$

où k_w est un coefficient et b une constante positive observée de manière empirique comme $\approx 0,5$, que ce soit dans les systèmes alluviaux en aggradation (Leopold et Maddock, 1953) ou en incision (Montgomery et Gran, 2001).

En combinant les équation (2) à (5), on obtient la loi couramment utilisée appelée loi d'incision par contrainte tangentielle (Howard et Kerby, 1983 ; Howard et al., 1994) :

$$E = K \cdot A^m \cdot S^n \quad (6)$$

où K est la constante d'érosion et m et n sont des constantes positives dépendant des processus d'érosion, contrôlé par la lithologie, la végétation, le climat et l'échelle spatiale sur laquelle on intègre les phénomènes d'érosion. En pratique, ils varient entre 1 et 3 (Kirkby, 1971 ; Stock et Montgomery, 1999).

L'évolution des profils de rivière résulte de la compétition entre érosion et tectonique et peut être décrite selon l'équation (Howard, 1994 ; Whipple et Tucker, 1999) :

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U(x,t) - E \quad (7)$$

avec $(\frac{\partial z}{\partial t})$ l'évolution de l'altitude du lit de la rivière en fonction du temps, U le taux de surrection relatif par rapport à un niveau de base fixe.

A partir de l'équation (6) et (7), il est possible d'exprimer la pente dans des conditions d'évolution à l'équilibre S_e (érosion compense la surrection tectonique) :

$$S_e = (U/K)^{1/n} \cdot A^{-m/n} \quad (8)$$

Il en découle, d'après les équations (1) et (8) que :

$$\theta = m/n \quad (9)$$

et

$$k_s = (U/K)^{1/n} \quad (10)$$

θ est donc uniquement dépendant de paramètres liés au lois d'érosion, tandis que k_s est sensible à la surrection tectonique.

Notons toutefois que cette loi théorique (1) est compliquée dans le détail par différents paramètres : (i) ajustement en fonction de la profondeur du drain et /ou de la sinuosité (Harbor, 1998 ; Lavé et Avouac, 2000), (ii) variations des paramètres hydrauliques, de la taille des grains et/ou extension de la plaine alluviale (Sklar et Dietrich, 1998, 2001 ; Whipple and Tucker, 2002), (iii) hétérogénéité de l'incision (présence d'un seuil pour l'érosion du lit du drain) (Whipple and Tucker, 1999 ; Tucker and Bras, 2000 ; Snyder et al., 2003), (iv) fréquence des glissements de terrain (Stock et Dietrich, 2003), (v) influences de la topographie sur la répartition des précipitations (Roe et al., 2002, 2003). Malgré cela, cette relation simple permet au premier ordre d'évaluer le rôle de la tectonique et de l'érosion dans la mise en place d'un bassin versant.

III-1-6-4-B) APPLICATION AU CHAINON DU LUBERON

La relation pente aire drainée s'écrit sous la forme $S = k_s \cdot A^{-\theta}$ (voir équation 1). Elle permet de déterminer des paramètres intéressants pour rendre compte de la part de la tectonique dans la formation du relief. Ainsi, la moyenne des pentes pour chaque intervalle d'aire drainée des différents drains est représentée dans un diagramme bi-logarithmique (Figure 146), et une courbe de régression de type puissance est calculé sur la partie fluviale (Figure 146 ; Figure 147). L'équation de cette courbe donne directement les paramètres k_s et θ . La Figure 147 présente les résultats globaux pour la partie Luberon et pour le pli de Manosque (sans sa terminaison périclinale). Les écarts-types à la moyenne ont également

été représentés (lignes rouges, Figure 147) Les résultats numériques pour chaque partie sont consignés dans le Tableau 1, et leur représentation graphique est présentée en Figure 148.

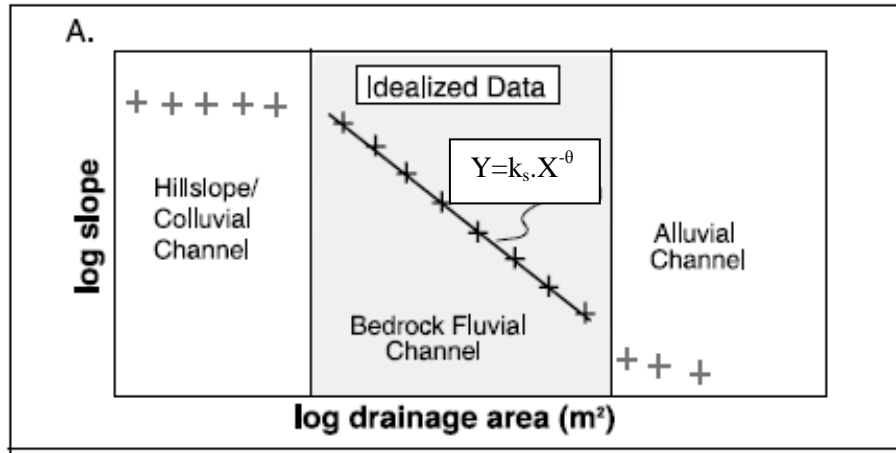


Figure 146 : Représentation théorique de la relation pente aire-drainée pour les différentes parties d'un bassin versant (d'après Duvall et al., 2004). La partie grisée est celle qui permet de déterminer les paramètres k_s et θ par régression. Elle correspond à la partie où le cours d'eau a le pouvoir d'inciser le bassin (réseau hydrographique). L'aire drainée minimum correspondant à cette partie détermine le seuil à partir duquel l'aire drainée est suffisante pour pouvoir éroder (limite entre le versant et le réseau).

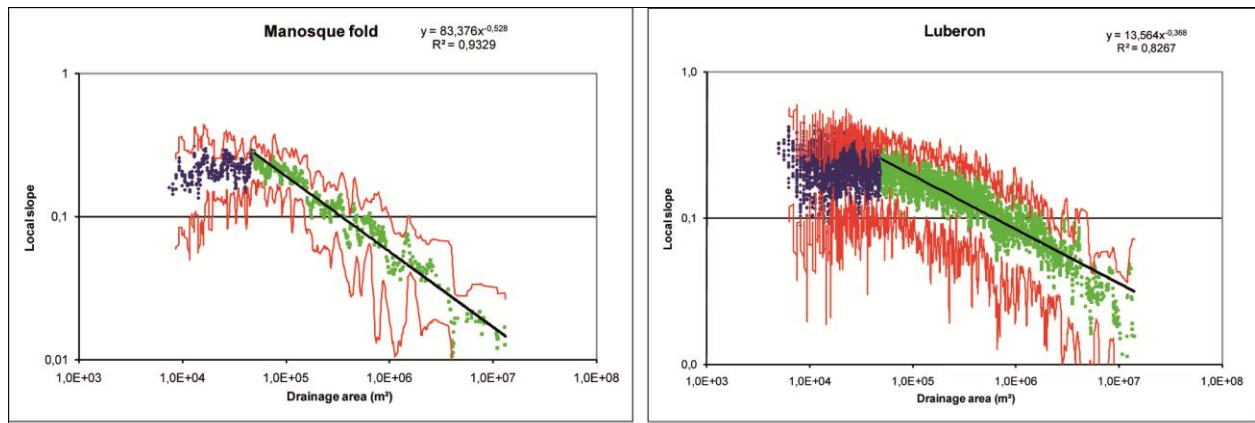


Figure 147 : Représentation de la relation pente aire-drainée pour le pli de Manosque (sans sa terminaison périclinale) et pour l'intégralité du Luberon (sans le pli de Manosque). Les points verts correspondent à la partie où le cours d'eau a le pouvoir d'inciser le bassin (aire drainée > 50000 m²). Les courbes rouges représentent les incertitudes.

Tableau 2 : Détermination graphique des paramètres k_s et θ pour chaque domaine du Luberon. Le facteur R^2 est aussi présenté afin de rendre compte de la qualité d'ajustement des données. Manosque E+W représente la totalité des données sur le pli de Manosque sans sa terminaison périclinale, Luberon total représente la totalité des données sur le Luberon hors pli de Manosque.

	k_s	θ	R^2
Petit Lub N	4,9431	-0,2642	0,6088
Petit Lub S	13,35	-0,3704	0,8515
Grand Lub N	8,4686	-0,3013	0,7642
Grand Lub S	10,745	-0,3347	0,8947
Interm N	14,607	-0,3915	0,8617
Interm S	11,233	-0,3868	0,9046
Manosque W	99,178	-0,5495	0,9485
Manosque E	30,655	-0,4359	0,9289
Manosque N	6,6437	-0,3563	0,886
Manosque E+W	83,376	-0,5277	0,9329
Luberon total	13,564	-0,3684	0,8267

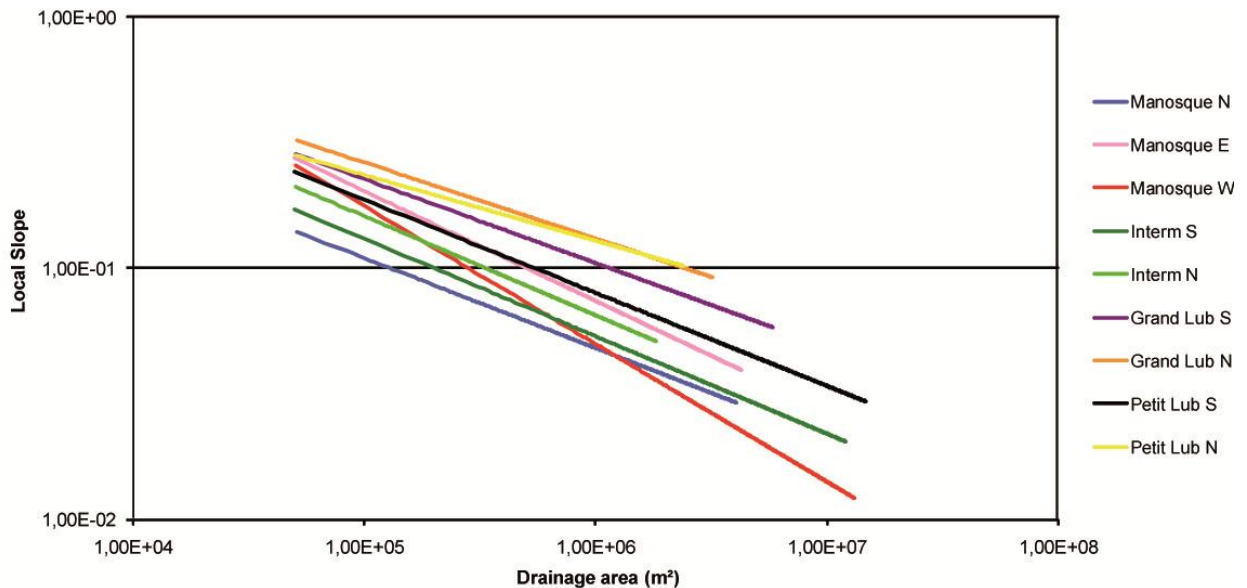


Figure 148 : Courbes de régression de la relation pente en fonction de l'aire drainée pour les 9 secteurs étudiés.

La valeur seuil de l'aire drainée à partir de laquelle le réseau hydrographique a le pouvoir d'inciser est d'environ 0,5 km² pour la totalité du Luberon (Figure 147). Elle est du même ordre de grandeur que celle déterminée par Champion (1999) (entre 0,1 et 1 km²). Une nette différence dans la relation pente-aire drainée est observable entre la partie Crétacé E-W du Luberon et le pli de Manosque. En effet, les deux paramètres k_s et θ sont nettement plus élevés au niveau du pli de Manosque ($k_s = 83$ et $\theta = 0,53$) que pour le reste du Luberon ($k_s = 13,5$ et $\theta = 0,37$) (Tableau 2 et Figure 148). Il n'y a pas de différences significatives pour les différentes zones de la partie Crétacé du Luberon. Ces valeurs indiquent que la concavité est plus prononcée (donc le relief plus mature) pour le Luberon Crétacé que

pour le pli de Manosque. Cette différence peut-être liée soit au contraste lithologique existant entre ces deux structures, soit à un taux de surrection différent.

Afin de déterminer quelle est la part de la tectonique dans cette différence de comportement, nous allons utiliser une concavité de référence θ_r afin de déterminer des paramètres d'inclinaison normalisés k_{sn} . Les études antérieures (Snyder et al., 2000 ; Whipple, 2004 ; Duvall et al., 2004) ont montré que les deux paramètres étaient indépendants. En effet, pour n'importe quel θ_r fixé, le rapport entre les k_{sn} de deux bassins sont identiques (Tableau 3).

Tableau 3 : Comparaison des valeurs de k_s normalisées pour différentes valeurs de concavité choisies entre le pli de Manosque et le reste du Luberon. Quelque soit la valeur de concavité choisie, le ratio entre les deux valeurs de k_s normalisés reste sensiblement identique, indiquant le caractère indépendant de ces deux paramètres.

θ_r	k_{sn} Luberon	k_{sn} Manosque	Ratio ($k_{sn}L/k_{sn}M$)
0,2	2,8	2,6	1,040
0,3	6,9	6,6	1,036
0,4	18,9	18,4	1,031
0,5	55,0	53,7	1,025
0,6	164,4	161,6	1,017
0,7	500,0	495,4	1,009

Le rapport entre les valeurs de k_{sn} normalisés du pli de Manosque et du reste du Luberon est proche de 1. D'après l'équation (10), pour une lithologie similaire, le facteur k_s dépend du taux de surrection. Un rapport de 1 signifierait donc, dans le cas de deux zones présentant les mêmes lithologies, un taux de surrection identique entre ces deux zones. La Figure 149 représente les pourcentages de chaque lithologie drainée par les bassins étudiés. Ces données ont été synthétisées à partir de la carte géologique du Luberon à 1/100000 (Moutier et Balme, 1997). Elles mettent en évidence le caractère drastiquement différent de la lithologie entre le pli de Manosque et le reste du Luberon (Figure 149).

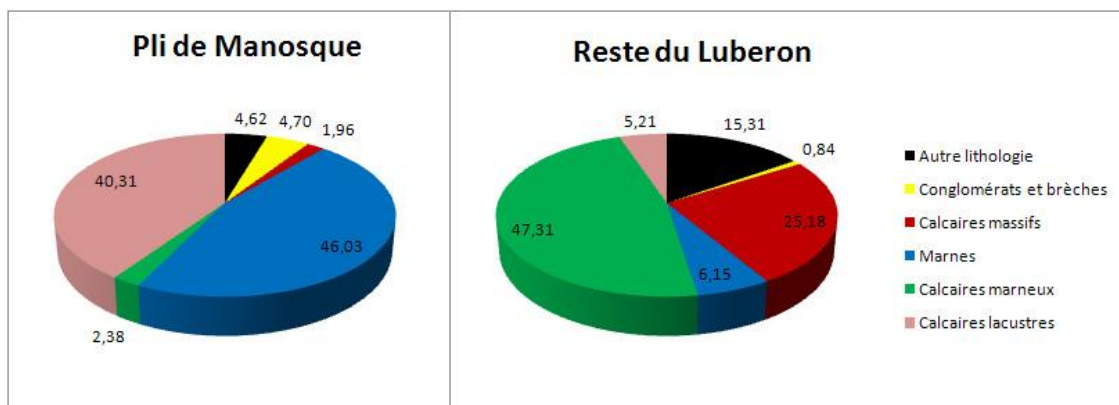


Figure 149 : Représentation graphique de la répartition des lithologies dans le pli de Manosque et dans le reste du Luberon. Les valeurs sont en pourcentage.

Les bassins drainant le pli de Manosque sont essentiellement constitués de marnes (46%) et de calcaires lacustres oligocènes (40%), tandis que dans le reste du Luberon, ce sont les calcaires marneux (47%) et les calcaires massifs (25%) qui dominent, les marnes ne représentant que 6 % de la surface drainée (Figure 149).

Compte tenu de sa forte proportion de marnes, le pli de Manosque doit s'éroder plus facilement que le reste du Luberon. K étant la constante d'érosion, l'équation (6) indique que pour un même bassin, plus l'érodabilité est grande, plus K est grand. Le pli de Manosque étant plus sensible à l'érosion de part sa composition plus marneuse, les valeurs de K doivent y être plus fortes. Or, l'équation (10) indique que pour garder des valeurs similaires de k_{sn} entre les deux zones (comme c'est le cas ici), si K augmente, la surrection (U) doit augmenter également. La surrection (U) doit donc être plus forte pour le pli de Manosque que pour le reste du Luberon.

La morphologie du pli de Manosque résulte donc (i) d'une érodabilité plus forte que pour le Luberon, (ii) d'une surrection tectonique plus importante (ou plus récente). Ne pouvant pas à l'heure actuelle quantifier les paramètres lithologiques, il n'est pas possible de connaître les contributions relatives de ces deux facteurs.

III-1-7) LA TECTONIQUE RECENTE DU PLI DE MANOSQUE

La surrection tectonique du pli de Manosque peut avoir plusieurs moteurs : (i) un développement du pli lié à la composante inverse du mouvement le long de la faille de la Moyenne Durance, (ii) une surrection liée à la tectonique salifère contrôlée par les évaporites oligocènes. En effet, les évidences de terrains montrent que le rôle du sel a pu être important localement dans la mise en place de cette structure plissée.

Le taux de soulèvement peut-être évalué grâce aux marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne. En effet, la base de la formation du Valensole II, que l'on retrouve sur la bordure orientale du pli à une altitude de 540 m se retrouve sur le plateau de Valensole, de l'autre côté de la vallée de la Durance, à une altitude de 440 m environ. Elle est donc surélevée de 100 m environ. L'âge de la base de cette formation peut être estimé comme proche de l'âge de la transition marin-continental du Gilbert delta (voir chapitre II-2). Dans cette partie amont de la Durance, il doit être proche de l'âge de la remise en eau messinienne (5,3 Ma ; Clauzon et al., 1996). La vitesse de surrection minimale plio-quaternaire est donc de 100 m en 5,3 Ma soit environ 0,02 mm/an. Ces vitesses sont cohérentes avec celles déjà déterminées dans ce secteur (Siame et al., 2004).

Une des pistes complémentaires pour la quantification de la tectonique récente du pli de Manosque est l'étude des relations entre le pli et la rivière du Largon, qui le traverse perpendiculairement au Nord de Volx (Figure 136). Le Largon est antécédent au pli, c'est-à-dire que le pli s'est développé postérieurement à la mise en place de la rivière, le pouvoir érosif de cette dernière ayant permis d'inciser le pli sans se faire détourner. Ce processus, typique des morphologies dites « jurassiennes » est fréquent en Provence. On le retrouve par exemple pour la cluse⁶ de Mirabeau ou celle de l'Aigue-Brun (Clauzon et al., soumis, en Annexe1). L'âge de la mise en place de ces deux cluses antécédentes est bien contraint. En effet, l'incision est contemporaine de la phase tectonique tortonienne (et donc anté-messinienne). Il est fort probable que par analogie, celle du Largon soit du même âge. Cependant, aucun marqueur messinien n'est connu dans sa vallée actuelle. Ainsi, il n'est pas exclu que l'antécédence du Largon soit postérieure et résulte d'une propagation récente du pli vers le Nord. Une datation précise de cette incision permettrait de quantifier les mouvements tectoniques plio-quaternaires du pli de Manosque.

III-1-8) CONCLUSIONS CONCERNANT L'EVOLUTION MORPHOTECTONIQUE DU LUBERON.

L'analyse quantitative de la géomorphologie du Luberon a permis de caractériser l'évolution du relief et de mettre en évidence le rôle prépondérant de l'érosion par le caractère beaucoup plus mature du réseau sur le versant sud que sur le nord. Le déversement vers le Sud de la structure reste néanmoins enregistré par la topographie et le développement du réseau hydrographique. Une différence drastique de style morphologique a pu être mise en évidence pour le pli de Manosque. L'analyse de la relation pente-aire drainée a entre autre permis de montrer que la surrection tectonique de ce pli est plus importante dans l'évolution du relief que pour le reste du Luberon.

⁶ Le terme cluse est utilisé régionalement pour désigner une cluse (toponymie jurassienne).

III-2) GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE DES ALPILLES : QUELLES DIFFERENCES AVEC LE LUBERON ?

Dans cette partie nous nous intéresserons à l'évolution morphologique d'une autre structure emblématique de la Provence, les Alpilles. L'histoire géologique de cette structure est différente de celle du Luberon (voir chapitre I-3), la réactivation alpine se traduisant par un raccourcissement plus faible. Nous avons vu dans la partie précédente l'importance de la comparaison entre différentes zones pour l'interprétation des données de géomorphologie quantitative. Ainsi, afin d'avoir un référentiel de comparaison, les données acquises pour les Alpilles seront systématiquement comparées avec celles du Petit Luberon, étudié dans la partie précédente.

III-2-1) RAPPEL DU CONTEXTE MORPHO-STRUCTURAL DES ALPILLES

La structure des Alpilles peut se décomposer en deux unités structurales distinctes, qui sont séparées par un faisceau courbe de failles décrochantes dextres d'orientation moyenne NW-SE qui se connecte vers le Sud-Est au système chevauchant E-W à vergence sud délimitant le massif des Opies au Sud (Figure 150). La partie occidentale des Alpilles se présente sous la forme d'un anticlinal de rampe à vergence sud d'orientation N100°E affectant les calcaires marneux de l'Hauterivien (Goguel, 1944). La partie orientale de la chaîne est constituée par un bloc monoclinal à pendage nord tronqué par une surface d'abrasion sub-horizontale d'âge probablement tortonien (Champion et al., 2000). Ce bloc est affecté par un réseau de failles orientées NE-SW. Le massif des Opies, qui constitue aujourd'hui le point culminant de la chaîne à 498m, est constitué de deux chevauchements majeurs qui permettent l'affleurement des terrains jurassiques (Figure 150). L'étude structurale détaillée présentée dans le chapitre I-3 suggère que la mise en place de ce massif résulte des déformations liées à la rotation antihoraire autour d'un axe vertical de la partie orientale de la chaîne durant la phase alpine.

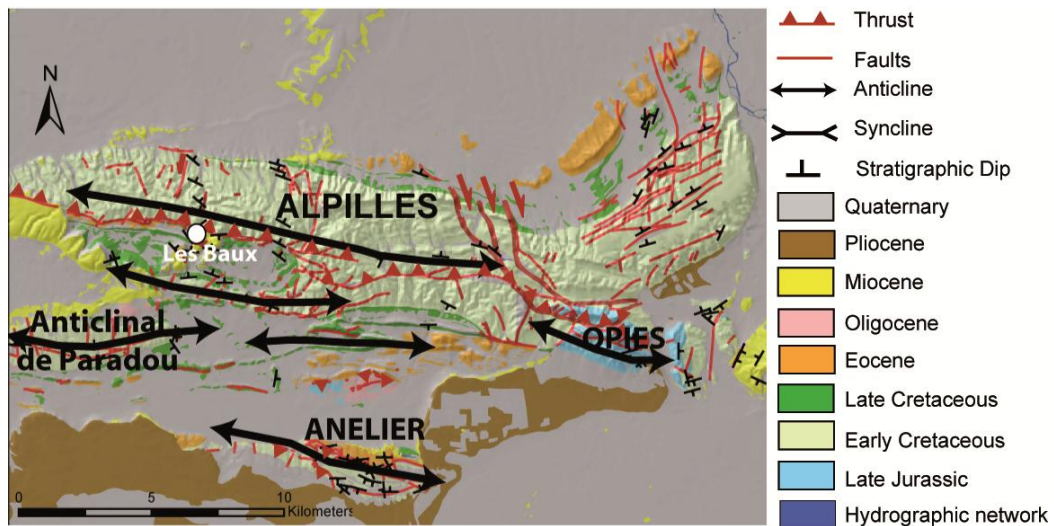


Figure 150 : Contexte morpho-structural des Alpilles.

III-2-2) TOPOGRAPHIE

III-2-2-1) COUPE TRANSVERSALE DU RELIEF

Une coupe transversale intégrant les données topographiques d'une bande de terrain de 3 km de largeur projetées sur la coupe, a été réalisée pour les Alpilles à partir d'un MNT à une résolution de 50m. Elle est comparée avec la coupe transversale du petit Luberon (Figure 151). L'altitude de la ligne de crête est de 380 m au maximum pour les Alpilles alors que le petit Luberon culmine à plus de 700 m. Il est important de noter que cette représentation ne prend pas en compte le massif des Opies, situé à l'extrémité sud des Alpilles, et qui présente des altitudes plus élevées que dans le reste de la chaîne.

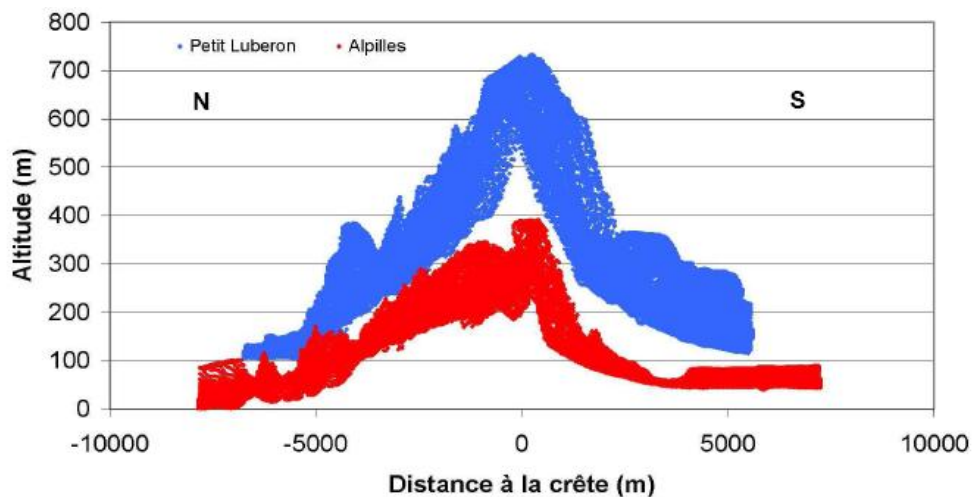


Figure 151 : Projection des altitudes du chaînon des Alpilles (en rouge) parallèlement à la ligne de crête et comparaison avec le chaînon du Petit Luberon (en bleu).

La forme du relief est sensiblement identique et présente une dissymétrie dans la pente des flancs : la retombée sud présente un profil concave alors que le profil du flanc nord est plutôt rectiligne. Cette géométrie est due à la vergence des anticlinaux de rampe formant les chaînons, le versant sud étant soumis plus activement à l'érosion, car il présente des pentes structurales plus fortes et une plus intense fracturation liée à la proximité du chevauchement.

Si l'incision des cours d'eau est similaire sur le flanc nord des deux chaînons, elle est en revanche plus forte sur le flanc sud du Petit Luberon que sur le flanc sud des Alpilles. Cela pourrait s'expliquer par une différence d'amplitude du relief, qui est de l'ordre de 500 m pour le Luberon alors qu'elle n'est que de 300 m pour les Alpilles.

III-2-2-2) TOPOGRAPHIE DE LA BASE DE RELIEF

Des profils topographiques ont été réalisés à la base des flancs nord et sud des reliefs de chaque chaînon (Figure 152).

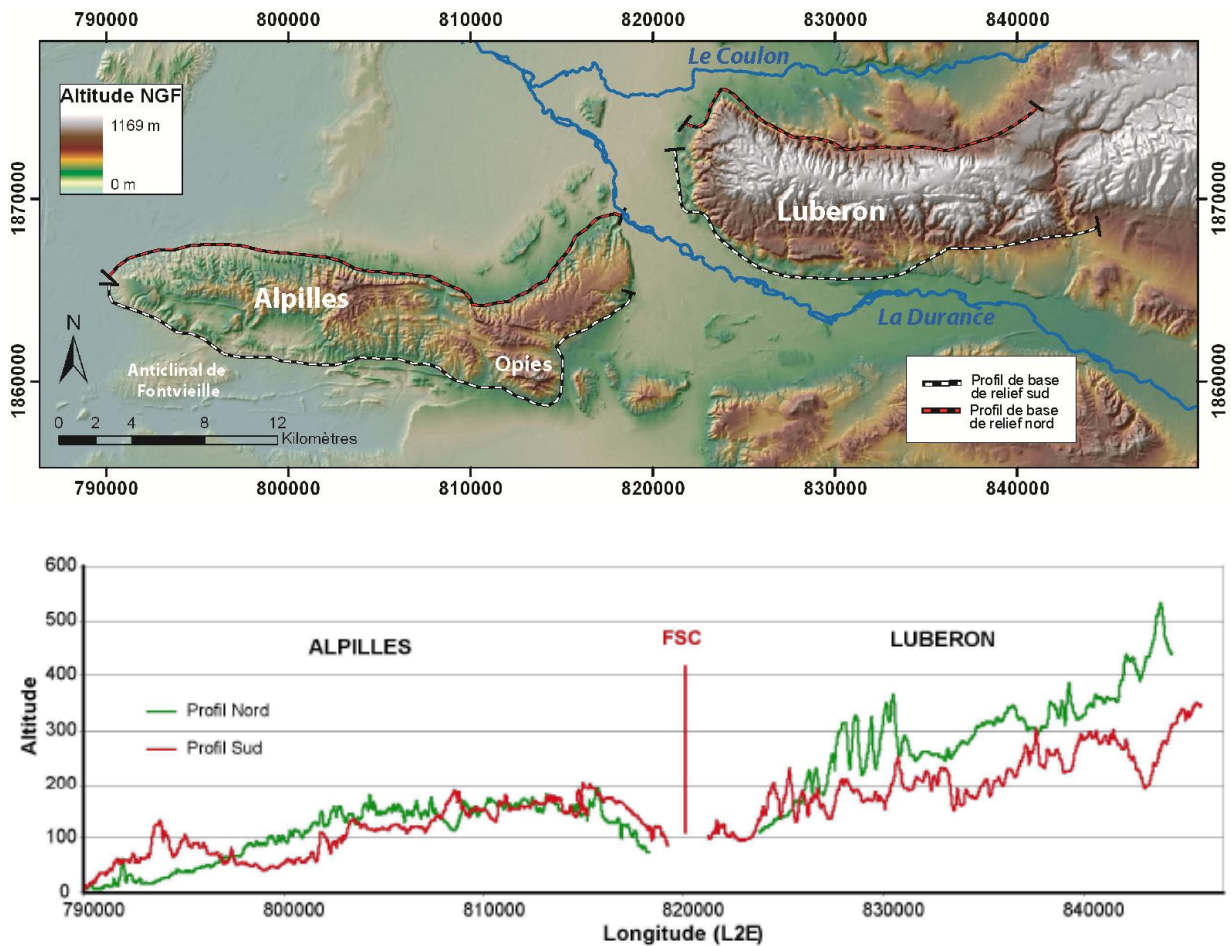


Figure 152 : Profils topographiques de la base du relief des chaînons des Alpilles et du Luberon

Le Luberon : Les profils montrent une très nette dissymétrie de la base du relief du Luberon avec des altitudes plus élevées au Nord qu'au Sud (Figure 152). Cette dissymétrie est concordante avec la structure d'anticlinal de rampe déversé. En effet, la formation d'une telle structure entraîne de la subsidence au front de la chaîne, alors que la progression du pli le long de la rampe provoque la surrection du flanc long de l'anticlinal. De plus, les altitudes de la base du relief augmentent progressivement vers l'Est, suggérant un développement plus important au cœur du pli, alors que celui-ci est plus modéré au contact de la faille de transfert de Salon-Cavaillon, à cause des forces de frottement qui peuvent interférer entre le pli et la rampe latérale. Notons tout de même que cette différence d'altitude pourrait également résulter d'une incision différentielle des deux rivières de part et d'autre du chaînon (Figure 152). En effet, malgré que leur niveau de base soit identique (car elles confluent), La Durance, au Sud, possède un débit et donc un potentiel érosif plus important que le Coulon, au Nord.

Les Alpilles : L'altitude moyenne de la base du relief des Alpilles est à peu près constante (150 m) (Figure 152). Les profils ne présentent pas de dissymétrie majeure entre le Nord et le Sud. Dans le détail, il est toutefois possible de décomposer ces courbes en trois secteurs : le secteur oriental est caractérisé par des altitudes en base de relief identiques au Nord et au Sud. Ce domaine correspond à la zone qui a subi la rotation. La partie centrale présente une légère dissymétrie, l'altitude au Nord étant plus élevée qu'au Sud. Cette dissymétrie peut être interprétée comme résultant de la propagation de l'anticlinal vers le Sud. Cette propagation est beaucoup moins marquée que pour le Luberon. La partie ouest, quant à elle, présente une légère dissymétrie, opposée par rapport à la partie centrale. Cette inversion se corrèle avec la présence d'un anticlinal au Sud-Ouest des Alpilles, de Paradou jusqu'au Sud de Fontvieille (Anticlinal de Fontvieille, Figure 152). L'altitude de la base des reliefs semble donc être contrôlée par la structure de chaque chaînon

III-2-3) DEFINITION DES ENSEMBLES MORPHO-STRUCTURAUX

Quatre zones morpho-structurales ont été définies pour l'étude du réseau hydrographique des Alpilles (Figure 153). Le domaine occidental présente une structuration en simple pli de rampe. Il sera divisé en 2 parties : une zone nord (en bleu, Figure 153) et une zone sud (en rouge, Figure 153) de part et d'autre de la ligne de partage des eaux. Le domaine oriental, plus complexe, est également divisé en 2 parties. La zone Est (en vert, Figure 153) correspond à la partie monoclinale séparée par le système de faille dextre à l'Ouest. Le massif des Opies (en jaune, Figure 153), qui présente une structure particulière et complexe et une morphologie singulière, a également été différencié.

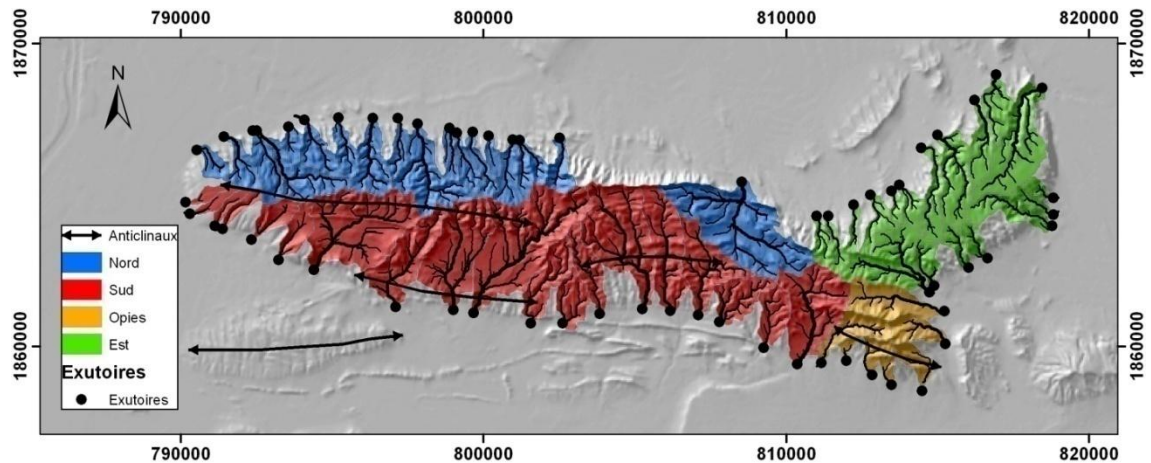


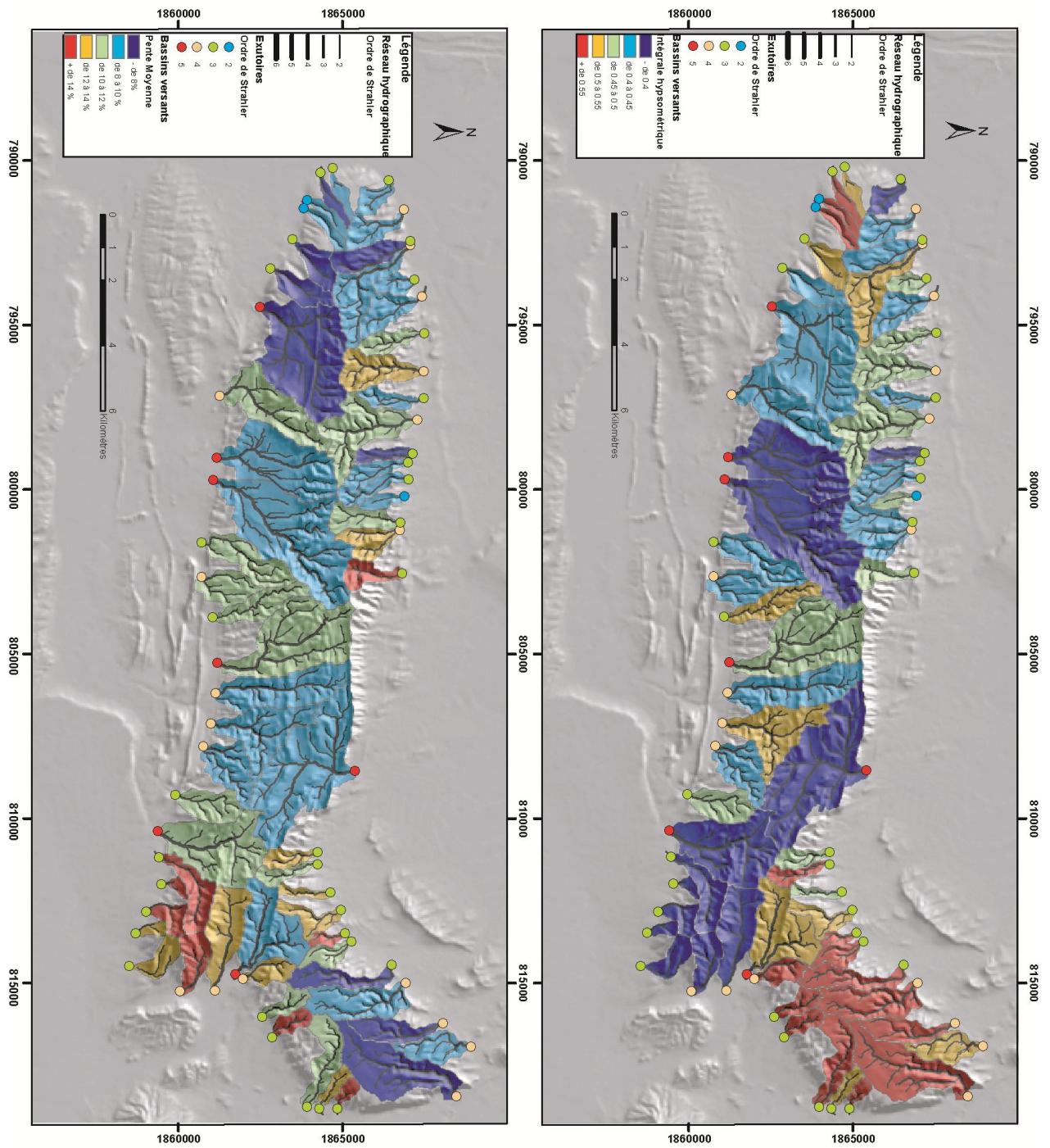
Figure 153 : Délimitation des zones structurales choisies pour l'étude du réseau hydrographique des Alpilles.

III-2-4) ANALYSE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Comme pour le Luberon, l'analyse du réseau de drainage et des bassins versants a été réalisée à partir de l'extraction du réseau hydrographique théorique du MNT à 25 m de résolution et grâce au logiciel Rivertools 2.4 édité par Rivix. Les exutoires de chaque bassin ont été choisis en bordure de relief. Les résultats pour chaque zone sont présentés dans le Tableau 4, qui indique à titre de comparaison les résultats obtenus sur le Petit Luberon. La répartition spatiale des valeurs des paramètres pour chaque bassin est présentée en Figure 154. Pour la définition des paramètres morphologiques utilisés, le lecteur se référera au paragraphe III-1-6-2.

Tableau 4 : Valeurs des différents paramètres morphologiques calculés pour les bassins versants des Alpilles et comparaison avec les valeurs du petit Luberon.

NOM	AIRE	DIAMETRE	SHP FACT	PERIMETRE	DENSITE	STRAHLER	HYP SO	RELIEF LOC	PENTE MOY
Alpilles Nord	1.6775	2.3676	0.5101	6.5917	6.0340	3.3889	0.4311	0.0631	0.1005
Alpilles Sud	2.8888	2.9611	0.5132	8.3910	5.7637	3.6500	0.4716	0.0665	0.0912
Alpilles Est	1.4426	2.2765	0.4981	6.2777	5.6185	3.4211	0.5819	0.0682	0.1127
Opies	0.8924	1.6311	0.5604	4.6416	5.9010	3.1667	0.3663	0.1010	0.1530
Luberon Nord	1.7133	2.2724	0.5750	6.4208	4.65893	3.4000	0.6063	0.1843	0.2226
Luberon Sud	8.3184	4.6063	0.5183	13.7901	4.77342	3.9333	0.4905	0.1428	0.1685
Alpilles MOY	1.5839	2.3136	0.5023	6.8825	5.8110	3.4603	0.4833	0.0693	0.1062
Luberon MOY	5.0158	3.4394	0.5467	10.1055	4.7162	3.6667	0.5484	0.1636	0.1956



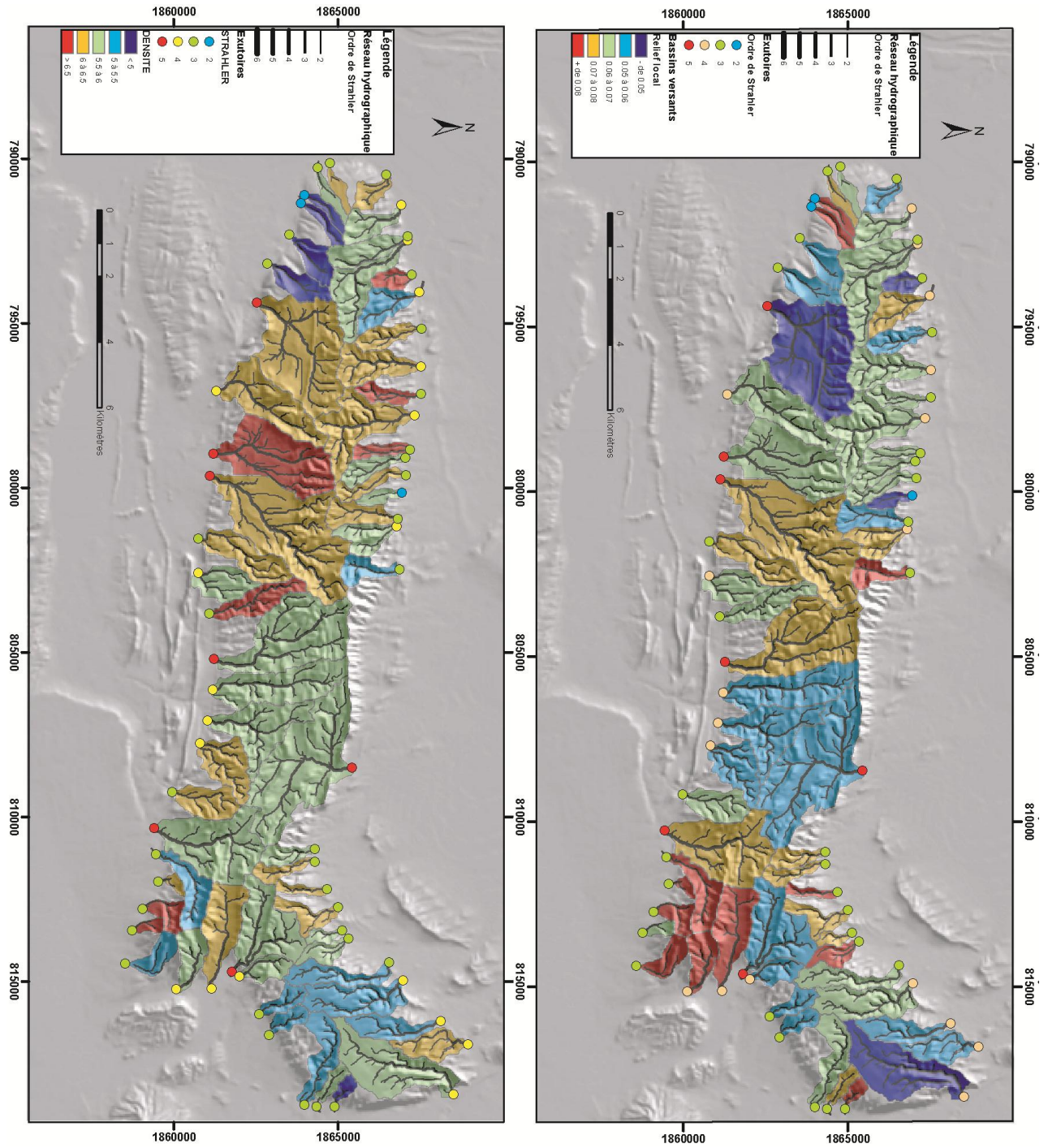


Figure 154 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versant des Alpes. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) Relief local, D) densité de drainage.

II-2-4-1) AIRE DES BASSINS

L'aire moyenne des bassins versants drainant les Alpilles est de 1,5839 km² (Tableau 4). La taille des bassins n'est pas homogène. Les bassins situés sur le flanc nord de l'anticlinal sont plus petits que ceux situés sur le flanc sud. Toutefois cette différence est nettement moins marquée que pour le Petit Luberon, où la différence atteint un facteur 5, alors qu'il n'est que de 2 pour les Alpilles. Cette observation traduit le caractère prépondérant de l'érosion, mais de manière moins marquée dans les Alpilles probablement à cause de l'amplitude réduite du relief. Cette différence pourrait également être liée à un contraste de compétence lithologique entre les calcaires urgoniens constituant le Nord des Alpilles et les calcaires marneux Hauterivien constituant le Sud. La moyenne de la taille des bassins des Alpilles est nettement plus petite que pour le Luberon. Cette différence peut s'expliquer en partie par la plus grande amplitude du Luberon impliquant plus de surface à drainer. Le massif des Opies se démarque du reste de la chaîne par des bassins de plus petite taille.

III-2-4-2) FACTEUR DE FORME

Les facteurs de forme sont proches de 0,5 traduisant un état équilibré (Tableau 4). Le massif des Opies présente des valeurs légèrement plus élevées que la moyenne (0,56), ce qui pourrait traduire une surrection plus importante de cette zone, qui reste toutefois inférieure à certaines parties du Luberon (pli de Manosque par exemple).

III-2-4-3) VALEUR DE L'INTEGRALE HYSOMETRIQUE

La répartition spatiale des valeurs de l'intégrale hypsométrique dans les Alpilles montre clairement l'influence prépondérante de la lithologie sur ce paramètre. En effet, les valeurs les plus fortes sont localisées dans la partie orientale, là où le substratum est composé de calcaires urgoniens massifs (Figure 155). Ces observations confirment donc celles faites précédemment sur le Luberon. Notons que les valeurs dans le massif des Opies sont les plus faibles des Alpilles, malgré des lithologies plutôt compétentes (calcaires du Jurassique supérieur). Ceci peut-être expliqué par l'agencement du réseau de drainage des Opies, dont les drains majeurs sont localisés le long des chevauchements E-W qui forment le relief. La fracturation, plus intense dans ces zones, facilite l'érosion des bassins.

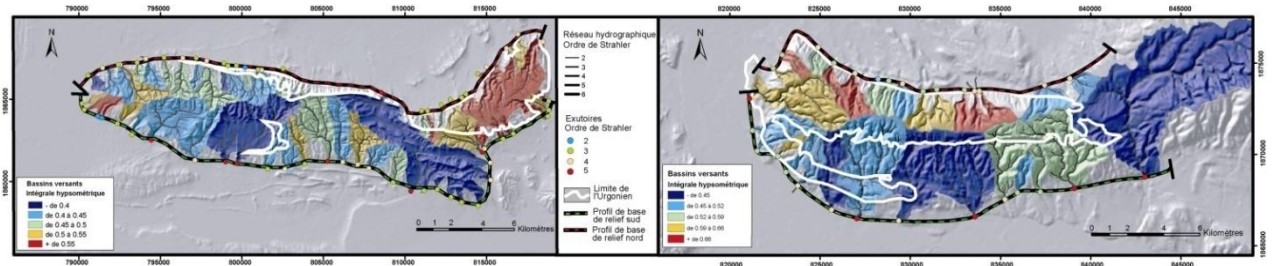


Figure 155 : Illustration de la dépendance à la lithologie de la valeur de l'intégrale hypsométrique, les valeurs élevées se corrélant avec les zones d'affleurement des calcaires urgoniens (contours blancs).

III-2-4-4) DENSITE DE DRAINAGE ET ORDRE DE STRAHLER

La densité de drainage moyenne est de 5,88. Elle est nettement plus élevée que celle du Luberon (4,55) (Tableau 4), ce qui traduit une maturité plus grande du réseau hydrographique des Alpilles. La densité de drainage est très homogène sur l'ensemble du chaînon. L'ordre de Strahler à l'exutoire, quant à lui, présente des différences significatives (par exemple très faible pour le massif des Opies (3,1) (Tableau 4 et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) qui semblent être davantage liées à la taille des bassins versants (plus faible dans les Opies) qu'à un degré de maturité différent des réseaux.

III-2-4-5) RELIEF LOCAL

Le relief local reflète l'incision. Il est beaucoup plus faible dans les Alpilles (0,0693) que dans le Luberon (0,1636) (Tableau 4). Le massif des Opies se distingue par des valeurs plus fortes (0,1) (Tableau 4 et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Comme pour le Luberon, ce paramètre semble intimement lié à l'amplitude de la topographie du chaînon.

III-2-4-6) PENTE

La pente moyenne des Alpilles est de 10,62%, ce qui est presque deux fois plus faible que le Luberon (Tableau 4). Les pentes les plus fortes sont retrouvées au niveau du massif des Opies (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Contrairement au Luberon qui présentait une dissymétrie flagrante de pente entre les versants nord et sud, les pentes des versants des Alpilles sont similaires.

III-2-5) RELATION PENTE - AIRE DRAINEE POUR LE CHAÏNON DES ALPILLES

La relation pente/aire drainée a été calculée pour les bassins des Alpilles (principe et méthodologie en paragraphe III-1-6-4). Les résultats sont présentés Tableau 5, Figure 156 et Figure 157.

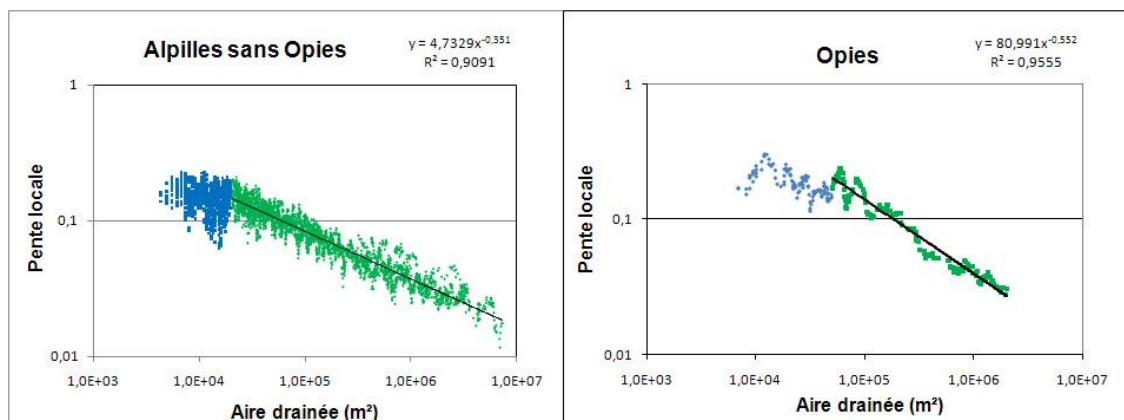


Figure 156 : Représentation graphique de la relation pente/aire drainée pour les Alpilles. Les points verts correspondent à la partie fluviale du bassin (> 50000 m² pour les Opies, >20000 m² pour le reste des Alpilles).

Tableau 5 : Détermination graphique des paramètres k_s et θ pour chaque domaine des Alpilles. Le facteur R^2 est aussi présenté afin de rendre compte de la qualité d'ajustement des données.

Zone morpho.	k_s	θ	R^2
Sud	4,073	0,3416	0,9202
Nord	8,3437	0,3978	0,9579
Est	3,2151	0,311	0,8651
Opies	80,991	0,552	0,9555
Alpilles sans Opies	4,7329	0,351	0,9091

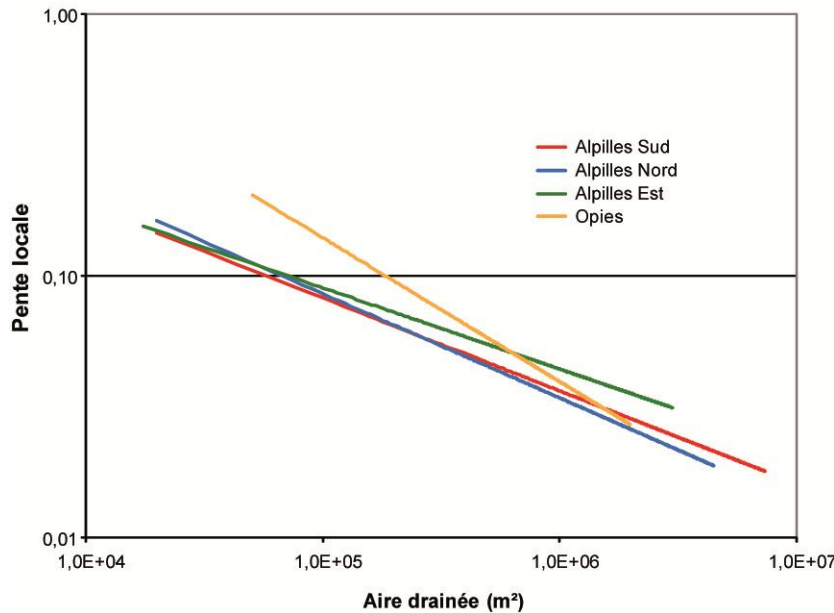


Figure 157 : Synthèse des courbes de régression de la relation pente-aire drainée pour les différentes zones morpho-structurales des Alpilles. Le massif des Opies suit une tendance différente du reste de la chaîne.

La valeur seuil de l'aire drainée à partir de laquelle le réseau hydrographique incise est d'environ 0,5 km² pour le massif des Opies (même ordre de grandeur que pour le Luberon), alors qu'elle n'est de seulement 0,2 km² pour le reste de la chaîne des Alpilles (Figure 156). Une nette différence est également observable entre le massif des Opies et le reste de la chaîne dans la relation pente-aire drainée. En effet, les deux paramètres k_s et θ sont plus élevés au niveau du massif des Opies ($k_s = 81$ et $\theta = 0,55$) que pour le reste des Alpilles ($k_s = 4,7$ et $\theta = 0,35$) (Tableau 5 et Figure 157), où les autres zones sont homogènes. Ces valeurs indiquent que la concavité est plus prononcée (donc le relief plus mature) dans le massif des Opies que pour le reste des Alpilles. Cette variabilité peut-être liée soit à un contraste de lithologie, soit à un taux de surrection différent.

Afin de déterminer quelle est la part de la tectonique dans cette différence de comportement, nous allons utiliser, comme pour le Luberon, une concavité de référence θ_r afin de déterminer des paramètres d'inclinaison normalisés k_{sn} (voir paragraphe III-1-6). Les résultats sont présentés dans le Tableau 6.

Tableau 6 : Comparaison des valeurs de k_s normalisés pour différentes valeurs de concavité choisies entre le massif des Opies et le reste des Alpilles.

θ_r	k_{sn} Alpilles	k_{sn} Opies	Ratio ($k_{sn}O/k_{sn}A$)
0,2	1,426	3,0961	2,1712
0,3	3,1453	7,1268	2,2659
0,4	7,652	18,26	2,3863
0,5	19,509	49,402	2,5323
0,6	51,009	137,9	2,7034
0,7	135,32	392,46	2,9002

Les valeurs du rapport entre les k_{sn} des Opies et ceux du reste des Alpilles n'est pas constant (Tableau 6), montrant que les deux paramètres k_s et θ ne sont pas totalement indépendants. Cependant, ce rapport indique que les Opies présente un k_{sn} environ 2,4 fois plus grand que le reste du chaînon (pour une concavité de référence de 0,4 ; proche de la concavité réelle). D'après l'équation (10), cette valeur peut être expliquée soit par une constante d'érosion (K) (représentant l'érodabilité) plus forte, soit par un taux de surrection (U) plus important et/ou une tectonique plus récente. Le massif des Opies est constitué essentiellement de calcaires et marno-calcaires du Jurassique supérieur, alors que le reste des Alpilles se compose de calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur. Bien que ces formations ne soit pas les mêmes stratigraphiquement, il n'existe à priori pas de différences significatives en terme de compétence ou de rhéologie. Pour une érodabilité (K) similaire, d'après l'équation (10), la surrection du massif des Opies est plus forte que dans le reste des Alpilles. L'étude structurale présentée dans le chapitre I-3, suggère que le massif des Opies a subi une tectonique post-miocène plus importante que dans le reste du chaînon, confortant cette interprétation.

Notons tout de même que des différences de structuration et donc probablement de fracturation peuvent exister et contrôler en partie les valeurs de k_{sn} . En effet, dans le massif des Opies, les drains majeurs empruntent les traces des chevauchements. Les bassins versants drainent donc des zones qui présentent une fracturation plus intense, comme le suggèrent les valeurs de l'intégrale hypsométrique. Aucune étude quantitative n'a à ce jour permis de préciser des différences potentielles d'érodabilité entre les deux domaines comparés.

III-2-6) CONCLUSIONS POUR LES ALPILLES

Le réseau hydrographique des Alpilles est, dans sa globalité, plus mature que celui du Luberon. En effet la densité de drainage est plus importante et les évidences de soulèvement et de dissymétrie du pli y sont moins facilement détectables. A l'instar du Luberon, les Alpilles présentent une morphologie contrôlée essentiellement par l'érosion. Certains paramètres sont fortement liés à la lithologie, comme la

valeur de l'intégrale hypsométrique. Une différence de maturité du réseau a pu être mise en évidence entre le massif des Opies et le reste du chaînon, notamment grâce à la relation pente-aire drainée. L'évolution morphologique de ce massif est donc différente du reste de la chaîne, la tectonique y a été vraisemblablement plus intense et/ou plus récente.

III-2-7) CONCLUSIONS GENERALES SUR L'ETUDE DES PARAMETRES MORPHOMETRIQUES DES BASSINS ET PERSPECTIVES

III-2-7-1) CONCLUSIONS GENERALES

La structure et/ou la lithologie de chaque chaînon ou partie de chaînon contrôle(nt) les valeurs de la plupart des paramètres morphométriques. En effet, l'analyse de ces paramètres a permis de mettre en évidence une dissymétrie significative associée à la vergence structurale de l'anticlinal du Luberon. Les bassins du Nord présentent un facteur de forme et une pente plus forts, alors que l'ordre de Strahler à l'exutoire et la densité de drainage sont plus faibles. L'ensemble de ces paramètres traduit une maturité moins grande du réseau de drainage au Nord. Le flanc sud est plus soumis plus activement à l'érosion, qui est le facteur prépondérant dans la morphogénèse de la chaîne, comme l'avait déjà montré Champion, (1999).

Le pli de Manosque présente des valeurs de paramètres morphométriques différents de ceux du reste du Luberon. Cette morphologie singulière peut en partie s'expliquer par un contraste lithologique fort entre ces deux zones, mais aussi par des déformations tectoniques plus intenses et/ou plus récentes. L'altitude des niveaux repères résultant de la crise de salinité messinienne plaide pour un développement en partie plus récent du pli de Manosque. Les fortes épaisseurs de sel oligocène et la tectonique salifère associée pourraient en être responsables.

Des différences morphologiques significatives existent entre les Alpilles et le Luberon, qui ont pourtant des lithologies comparables. Ainsi, le réseau de drainage des Alpilles est plus mature que celui du Luberon, alors que l'âge de leur mise en place est vraisemblablement identique, contemporain du retrait de la mer miocène au Tortonien. La dissymétrie clairement identifiable pour le Luberon est nettement moins marquée pour les Alpilles. Elle semble dépendre essentiellement de la flèche du chevauchement et de l'amplitude du relief.

Le massif des Opies est marqué par des valeurs de paramètres différents du reste de la chaîne des Alpilles indiquant une maturité moins forte du réseau de drainage et suggérant un soulèvement vertical récent plus fort. Ces observations sont cohérentes avec l'analyse structurale, qui suggère des mécanismes de déformation récente différents des Opies par rapport au reste de la chaîne.

III-2-7-2) PERSPECTIVE : QUANTIFICATION DE L'ÉRODABILITÉ.

Les formes du relief et du réseau de drainage rendent relativement bien compte des processus érosifs et tectoniques en Provence. Cependant, s'il est possible de déterminer, conjointement à une étude structurale précise, des zones plus sensibles à la tectonique, il n'est pas possible de quantifier avec précision les parts relatives des différents processus intervenant dans la morphogénèse. Cette limitation résulte essentiellement du fait qu'il est difficile de quantifier les paramètres liés à la lithologie. Une des perspectives envisageables pour résoudre ce problème est l'utilisation du marteau de Schmidt. En effet, cet outil, traditionnellement utilisé dans le bâtiment pour mesurer la résistance des bétons, a été récemment utilisé dans des études géologiques et géomorphologiques (Snyder et al., 2003 ; Duvall et al., 2004 ; Aydin et Basu, 2005). Il permet de tester in-situ la résistance et le module de Young d'un matériau.

Une étude préliminaire a été réalisée dans le Luberon. Les résultats semblent satisfaisants mais sont trop peu aboutis pour être présentés dans cette thèse. En effet, l'érodabilité des roches dépend de la lithologie mais aussi de la fracturation du milieu (au sens large : failles, diaclases, plans de stratification, etc...). Ainsi, pour une quantification convenable de l'érodabilité, des mesures de terrain systématiques et nombreuses doivent être entreprises (mesures au marteau de Schmidt, pendages, densité de fractures...). Ce travail n'a pas pu être réalisé dans le cadre de cette thèse.

III-3) DATATION ET QUANTIFICATION DES PROCESSUS D'ÉROSION DES NAPPES QUATERNAIRES DE LA CRAU GRACE AU NUCLEIDE COSMOGENIQUE ^{10}Be PRODUIT IN-SITU.

III-3-1) INTRODUCTION

L'évolution et la mise en place des systèmes alluviaux (terrasses et cônes) résultent de la réponse aux variations de facteurs forçant tels que le climat et l'activité tectonique (e.g. Twidale, 2004). Les terrasses fluvio-glaciaires formées par érosion et/ou remplissage, les cônes alluviaux ou encore le réseau hydrographique sont des marqueurs géomorphologiques pouvant être utilisés pour l'analyse des processus tectoniques, en particulier sur des échelles de temps relativement courtes (10 ka - 1 Ma) (e.g. Delcaillau, 2004). De nombreuses méthodes de datation des dépôts quaternaires ont été développées au cours des dernières décennies. Parmi ces méthodes, l'utilisation des nucléides cosmogéniques produit *in-situ* s'est avérée un outil efficace pour dater les marqueurs géomorphologiques associés aux formations alluviales et en caractériser la morphodynamique (taux érosion/soulèvement) (e.g. Siame et al., 2002).

La plaine de la Crau a été, durant le Plio-Quaternaire, l'exutoire de la Durance avant que celle-ci ne soit détournée vers le Nord des Alpilles (voir chapitre II-5). Trois grandes nappes d'épandage de cailloutis siliceux, emboîtées les unes dans les autres, s'y sont mises en place (Colomb et Roux, 1978 ; 1986). L'étude de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* permet d'obtenir une datation absolue ainsi qu'un taux de dénudation pour les différentes nappes de la Crau. Elle répond ainsi à plusieurs objectifs :

Objectif local : la chronologie des événements tectono-sédimentaires en Crau, avec notamment la datation du dernier détournement de la Durance, d'origine vraisemblablement tectonique (voir chapitre II-6).

Objectif régional : (i) Chronologie de deux grands événements d'épandage de la Durance et compréhension de leur mise en place dans le contexte climatique. (ii) L'interpolation des âges de terrasses le long de la vallée de la Durance permettra d'avoir des marqueurs quaternaires le long de son tracé pour quantifier d'éventuels mouvements tectoniques. (iii) connaître les taux d'érosion des surfaces alluviales en Provence, utile pour les reconstitutions géomorphologiques.

Objectif méthodologique : l'étendue importante des surfaces géomorphologiques permet un échantillonnage loin de la bordure de terrasse, ce qui nous affranchi des perturbations éventuelles du taux de dénudation calculé, liées à des « effets de sites locaux » (Siame et al., 2004). De plus, pour les deux épandages datés, il a été possible d'échantillonner des profils verticaux de plus de 4.5 m de profondeur. La profondeur des profils est importante d'un point de vue méthodologique afin de contraindre certains paramètres comme l'héritage et de réduire les incertitudes liées à la méthode.

III-3-2) PRINCIPES DE LA METHODE

III-3-2-1) INTRODUCTION :

Les méthodes basées sur la concentration en nucléide cosmogénique produit *in situ* dans la roche permettent d'évaluer le temps d'exposition de surfaces morphologiques au rayonnement cosmique. En effet, plus la surface d'une roche est exposée longtemps, plus sa concentration en nucléide cosmogénique sera forte. Cette méthode est particulièrement adaptée pour des âges d'exposition compris entre quelques milliers et quelques millions d'années (Cerling et Craig, 1994). L'utilisation des nucléides cosmogéniques produit *in-situ* étant la seule méthode permettant de dater directement des surfaces géomorphologiques, elle a rapidement été appliquée à la quantification de l'activité tectonique et des processus morphogénétiques dans différents contextes environnementaux (e.g. Ritz et al., 1995 ; Siame et al., 1997 ; 2004 ; Bellier et al., 2001 ; Regard et al., 2005).

III-3-2-2) DEFINITION ET ORIGINE DES NUCLEIDES COSMOGENIQUES

Les nucléides cosmogéniques désignent l'ensemble des éléments formés dans l'environnement terrestre par les réactions nucléaires induites par le rayonnement cosmique (e.g. Gosse et Philips, 2001). Le rayonnement cosmique primaire est composé de particules chargées (protons) essentiellement constituées de noyaux d'hydrogène et d'hélium (Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1988). Le rayonnement cosmique, isotrope, considéré constant, possède une composante principale ($\approx 95\%$) galactique (explosion de supernovae) (Jokipii, 1995) et une composante secondaire solaire (Reedy et al., 1983). Les particules fortement énergétiques (dites primaires) du rayonnement cosmique interagissent avec les constituants de l'atmosphère et forment des particules secondaires, de plus ou moins hautes énergies (Figure 158). Ce sont ces particules secondaires qui, lors de leur contact avec les roches de la surface terrestre, sont majoritairement responsables de la formation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. Ces particules secondaires se subdivisent en 3 classes : une composante nucléonique, majoritaire, atténuée très rapidement par les matériaux rencontrés ; une composante muonique, faible mais s'atténuant moins vite, pouvant donc affecter des terrains plus profonds (Braucher et al., 2003) ; et une composante photoélectrique.

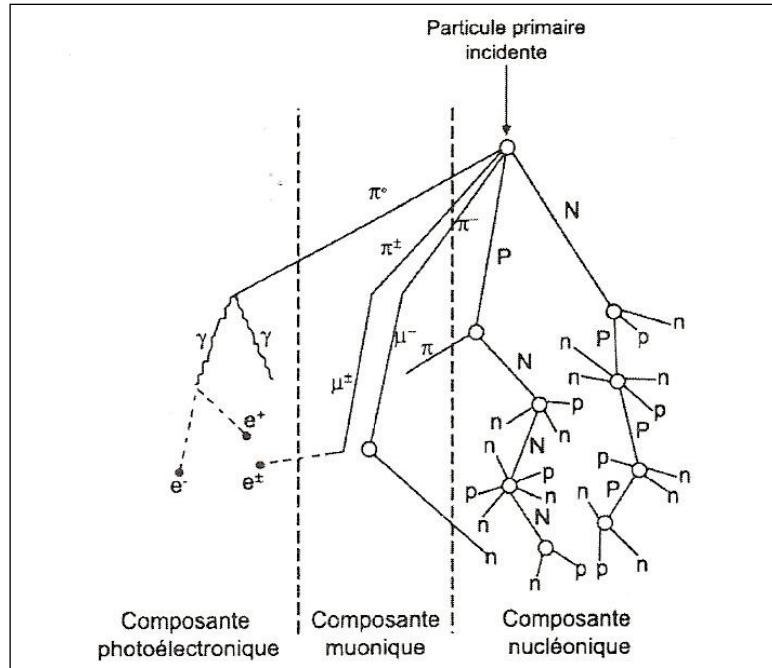


Figure 158: Représentation schématisée de la cascade nucléaire. (d'après Siame et al., 2000). Elle représente schématiquement le fractionnement dans l'atmosphère, du rayonnement primaire en ses composantes secondaires nucléoniques, muoniques et photoélectroniques et de fait, la perte d'énergie des particules.

III-3-2-3) PRODUCTION *IN SITU* DES NUCLÉIDES COSMOGÉNIQUES.

La plus grande majorité des nucléides cosmogéniques sont produits dans l'atmosphère. Ceux produit *in situ* sont issus des quelques 0,1% de particules secondaires qui atteignent la surface terrestre et interagissent avec les minéraux constitutifs de la croûte terrestre. On peut distinguer différents paramètres qui contrôlent le taux de production des nucléides cosmogéniques :

- A l'échelle globale, le taux de production est proportionnel à l'intensité du rayonnement cosmique primaire et inversement proportionnel au champ magnétique terrestre. En effet, le champ géomagnétique a pour effet de dévier les particules primaires selon leur angle d'incidence au champ et selon leur charge, par l'intermédiaire de la force de Lorentz. Ainsi, le taux de production est minimum à l'équateur et maximum aux pôles (Bard et Broecker, 1992).
- A l'échelle locale le taux de production est fonction de la position de la cible, car le flux de particules s'atténue à mesure qu'il pénètre l'atmosphère puis les roches de la croûte. Il est également contrôlé par les caractéristiques topographiques de la surface ainsi que de la géométrie du relief avoisinant qui peut soustraire une partie du rayonnement (Dunne et al, 1999).

III-3-2-4) UTILISATION DU ^{10}Be PRODUIT *IN SITU* EN GEOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE.

Le ^{10}Be possède plusieurs avantages pour une utilisation en géomorphologie quantitative. C'est d'abord le nucléide cosmogénique ayant la période de demi-vie la plus longue ($1,36 \cdot 10^6$ ans) (Niishizumi et al., 2007), il permet donc de dater une large gamme d'objets géomorphologiques. Les principaux atomes cibles le produisant *in situ* sont ^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si et ^{56}Fe , qui sont des éléments abondants dans les

roches de la croûte. Le quartz (SiO_2) apparaît comme le minéral cible idéal de par sa composition chimique, son abondance dans la lithosphère et sa résistance à l'érosion. De plus, sa configuration cristallographique limite les pertes par diffusion et les pollutions par du ^{10}Be atmosphérique.

La variation du nombre d'atomes d'un nucléide cosmogénique produit *in situ* au cours du temps est décrite par une équation différentielle à trois termes (Lal, 1991):

$$\frac{dN(x, t)}{dt} = Po.e^{-x/L} + \varepsilon \frac{dN(x, t)}{dx} - \lambda \cdot N(x, t)$$

où $dN(x, t)$ est le nombre d'atomes à une profondeur (x) donnée dans la roche au temps (t), Po le taux de production à la surface (en $\text{at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$), L la longueur d'atténuation du nucléide (en g.cm^{-2}) (Brown et al., 1995), ε le taux d'érosion (en $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et λ la constante de désintégration radioactive du nucléide. Ainsi, le premier terme décrit la production de nucléide cosmogénique, le deuxième terme la perte par érosion et le troisième la perte par désintégration radioactive. Cette équation a une résolution graphique pour un échantillon situé en surface ($x = 0$) et sans héritage (Figure 159) (Siame et al., 2000). L'héritage correspond au nombre d'atome de la roche avant sa dernière exposition. Dans le cas d'une terrasse alluviale par exemple, l'héritage va être lié au temps d'exposition d'un galet avant et pendant son transport.

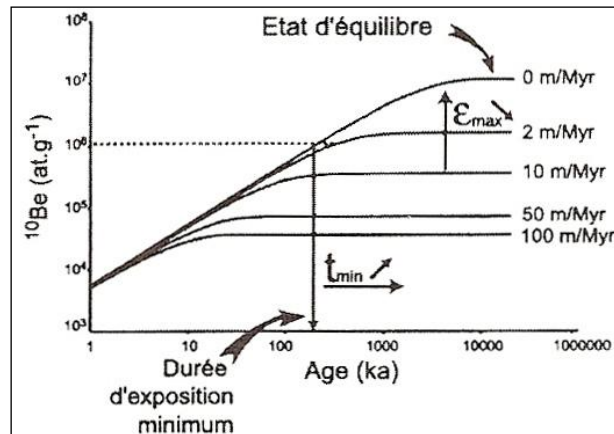


Figure 159: Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion (d'après Braucher, 1998 et Siame, 1998).

Cette représentation graphique permet de comprendre que la concentration en ^{10}Be augmente linéairement avec le temps jusqu'à une concentration maximum d'équilibre entre les gains par production et les pertes par érosion et décroissance radioactive. La concentration maximum est atteinte plus ou moins rapidement en fonction du taux de dénudation. On peut donc, soit estimer un âge minimum d'exposition si le taux d'érosion est considéré comme négligeable, soit estimer un taux d'érosion maximum si la durée d'exposition tend vers l'infini.

III-3-2-5) METHODE DE DATATION DE TERRASSE PAR ANALYSE DU TAUX DE ^{10}Be LE LONG D'UN PROFIL VERTICAL.

La méthode décrite précédemment permet d'obtenir une concentration (C, en at.) en fonction de l'âge d'exposition (t, en année) et du taux de dénudation (ε , en $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Il faut donc faire des hypothèses sur l'un ou l'autre des paramètres pour obtenir le second (une seule équation pour 2 inconnues) (Figure 160). Le principe de la méthode de datation le long d'un profil vertical est d'utiliser la contribution différentielle des différentes particules secondaires à la production de ^{10}Be , en fonction de la profondeur (Siame et al., 2004 ; Braucher et al., 2009). En effet, les réactions de spallation engendrées par les neutrons ($\Lambda_{\text{spal.}}=160\text{g.cm}^{-2}$) contrôlent la production de ^{10}Be en surface ($P_{\text{spal.}} = 97.85\%$), alors qu'à quelques mètres de profondeur, cette production est dominée par les processus de capture des muons lents ($\Lambda_{\text{stop.}}=1500\text{ g.cm}^{-2}$; $P_{\text{stop.}} = 1.5\%$) et d'interactions de Coulomb par les muons rapides ($\Lambda_{\text{fast.}}=5300\text{ g.cm}^{-2}$; $P_{\text{fast.}} = 0.65\%$) (Braucher et al., 2003), ρ représentant la densité (g.cm^{-3}) (Figure 160). Ainsi, il est possible de modéliser l'évolution de la concentration en nucléides cosmogéniques au cours du temps par les contributions de chaque particule, et l'on peut ensuite, grâce à une série d'échantillonnage le long d'un profil vertical, déterminer l'âge minimal d'exposition et le taux de dénudation moyen subit par la surface (intégré depuis son âge d'abandon) en comparant les concentrations théoriques et expérimentales pour chaque couple « âge d'exposition/taux de dénudation ».

$$C(x,t) = \underbrace{C_0.e^{-\lambda.t}}_{\text{inheritance}} + \underbrace{\frac{P_0.P_{\text{spal.}}}{\frac{\rho.\varepsilon}{\Lambda_{\text{spal.}}} + \lambda} . e^{\frac{-\rho.x}{\Lambda_{\text{spal.}}}} . (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon.\rho}{\Lambda_{\text{spal.}}})t})}_{\text{production from the spallogenic particles}} + \underbrace{\frac{P_0.P_{\text{stop.}}}{\frac{\rho.\varepsilon}{\Lambda_{\text{stop.}}} + \lambda} . e^{\frac{-\rho.x}{\Lambda_{\text{stop.}}}} . (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon.\rho}{\Lambda_{\text{stop.}}})t})}_{\text{production from stopping muons}} + \underbrace{\frac{P_0.P_{\text{fast.}}}{\frac{\rho.\varepsilon}{\Lambda_{\text{fast.}}} + \lambda} . e^{\frac{-\rho.x}{\Lambda_{\text{fast.}}}} . (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon.\rho}{\Lambda_{\text{fast.}}})t})}_{\text{production from fast muons}}$$

Figure 160: Equation différentielle représentant l'évolution au cours du temps de la concentration en nucléide cosmogénique dans une roche à une profondeur donnée. La contribution de chaque type de particule secondaire peut ainsi être calculée (d'après Siame et al., 2004).

L'équation de la Figure 160 permet de modéliser pour un échantillon prélevé à une profondeur (x) la concentration en ^{10}Be ; cette mesure correspondant à une infinité de couple « âge d'exposition/taux d'érosion », il est nécessaire d'effectuer plusieurs prélèvements à des profondeurs différentes (Figure 161). Un test statistique du χ^2 (test des moindres carrés) permet de choisir la courbe présentant l'écart minimum entre les valeurs théoriques modélisées par l'équation de la Figure 160 et les mesures expérimentales des concentrations obtenues à partir des échantillons prélevés sur les profils (Figure 161) (Siame et al., 2004). Cette méthode est particulièrement intéressante pour la datation d'objets géomorphologiques pour des régions où l'érosion n'est pas négligeable, car elle permet de proposer une solution unique pour le couple « âge d'exposition/taux de dénudation » pour un même site.

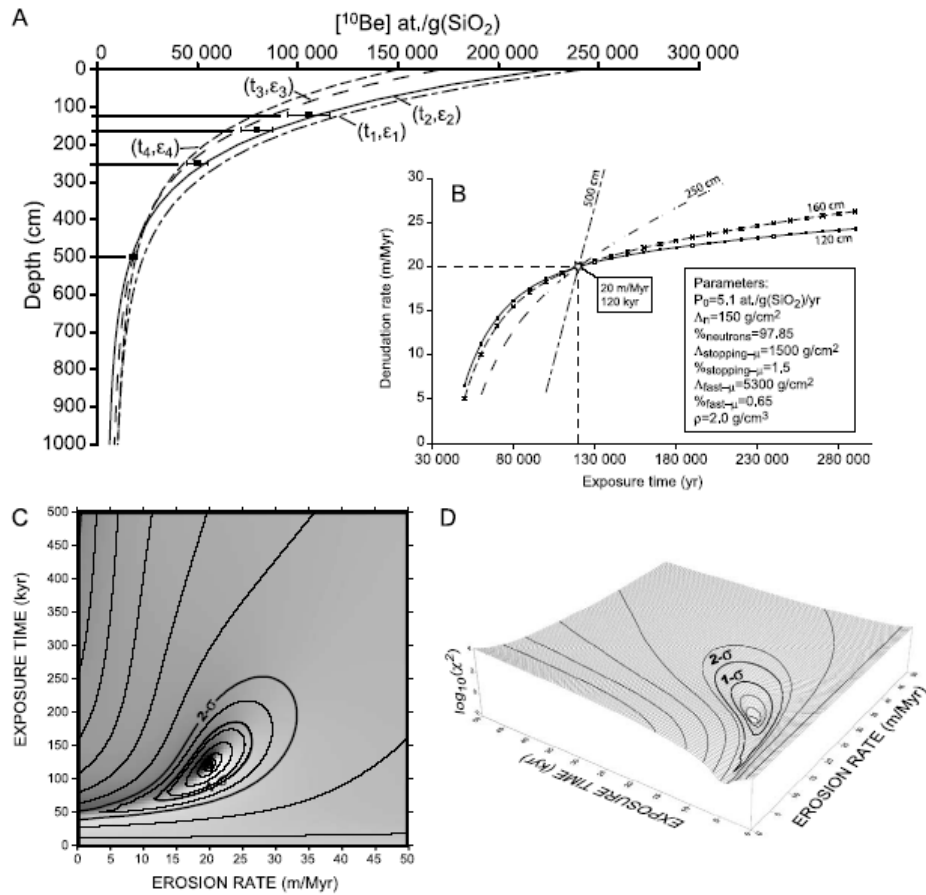


Figure 161: Représentation de l'unicité de la solution « âge d'exposition/taux de dénudation » pour un prélèvement le long d'un profil vertical (d'après Siame et al., 2004). A : Modélisation de la décroissance de la concentration en ^{10}Be en fonction de la profondeur B : Représentation graphique de l'acquisition du couple « âge d'exposition/taux d'érosion ». C et D : Représentation 2D et 3D de la dispersion statistique des couples « âge d'exposition/taux d'érosion » et intervalles de confiance obtenus par le test du χ^2 .

III-3-3) SITES D'ÉCHANTILLONNAGE

En pratique, les résultats obtenus pour le moment en Provence présentent de fortes incertitudes liées essentiellement à des problèmes d'échantillonnage (terrasse de Manosque, Siame et al., 2004). En effet, l'échantillonnage en bordure de terrasse peut occasionner des taux de dénudation surestimés, non représentatif des taux régionaux. L'âge de la terrasse est essentiellement défini grâce à la contribution muonique, représentée dans la partie inférieure de la courbe, qui présente une asymptote tendant vers une valeur proche de la valeur de l'héritage. Le profil de la terrasse de Manosque ne descend pas au dessous de 3 m, ce qui est un peu faible pour bien contraindre l'asymptote et réduire les incertitudes sur l'âge d'exposition. Il est donc important de faire un échantillonnage le long d'un profil vertical loin des bordures de terrasse et d'une profondeur supérieure à 3 m.

La plaine de la Crau se situe au Sud du massif des Alpilles. Il s'agit d'une surface plane d'environ 600 km² constituée par 3 grands épandages alluviaux emboîtés (Figure 162) : Au Nord la Crau d'Arles

correspond à l'équivalent latéral des cailloutis pliocènes du Valensole II (Clauzon, 1979). Au Sud-Est de la Crau D'Arles, la Crau du Luquier est postérieure et présente un spectre pétrographique indiquant un âge quaternaire (Colomb et Roux, 1978). Le Sud-Est de la plaine est constitué par la Crau de Miramas, la plus récente des trois.

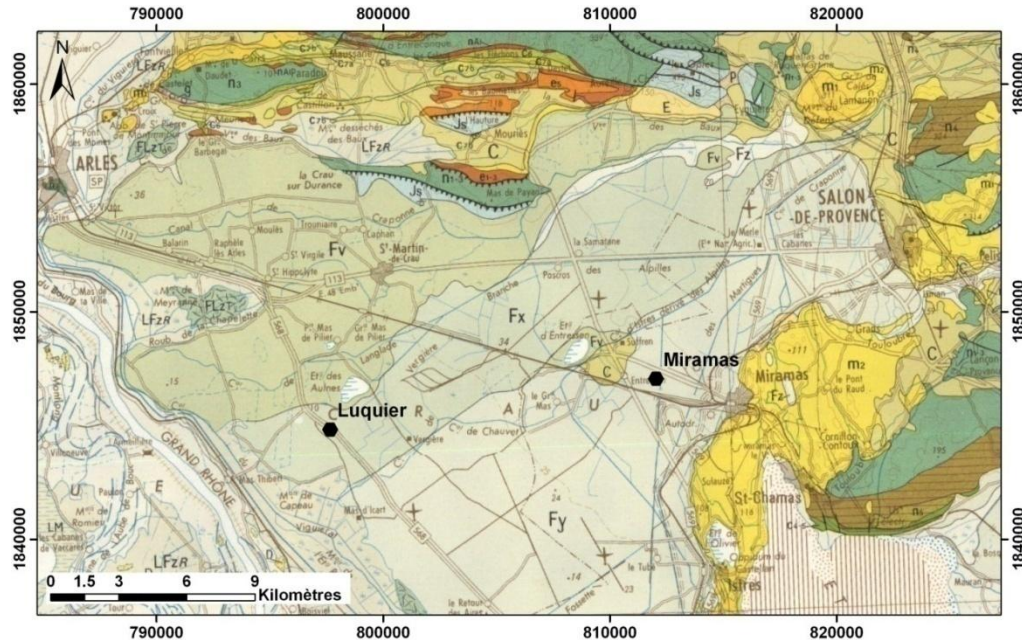


Figure 162: Carte de localisation des profils de la Crau du Luquier et de Miramas. Fv = Crau d'Arles équivalent latéral du Valensole 2). Fx = Crau du Luquier. Fy = Crau de Miramas. Le fond de carte est la carte géologique de Marseille au 1/250000 (d'après Rouire, 1979)

La plaine de la Crau présente plusieurs avantages en terme de conditions d'échantillonnage : (i) la grande superficie des épandages permet d'échantillonner loin des bordures des terrasses, (ii) l'absence de reliefs avoisinant permet de bien contraindre le taux de production uniquement grâce à la latitude et l'altitude de l'échantillon, (iii) la lithologie est favorable à la méthode (présence de nombreux galets de quartzites), (iv) deux générations de terrasses d'âges différents affleurent. Elles présentent la même lithologie et sont soumises aux mêmes conditions morpho-climatiques, donc aux mêmes processus d'érosion.

Un profil a été réalisé dans la Crau de Miramas, et un autre dans la Crau du Luquier (Figure 162). Les lithologies de ces deux dépôts alluviaux sont similaires et moins de 15 km séparent les deux sites qui se situent à des altitudes similaires (46 m NGF pour Miramas, 17 m NGF pour Luquier) et sont donc soumis à des taux de production quasi-identiques. L'âge relatif de ces deux épandages est connu par la morphologie : la Crau de Miramas étant emboîtée dans la Crau du Luquier elle est donc plus jeune (Colomb et Roux, 1978 ; 1986). Cet âge relatif est confirmé sur le terrain par la comparaison des sols, la Crau du Luquier présente un sol rouge, riche en minéraux ferreux, montrant une pédogénèse plus avancée que pour la Crau de Miramas, caractérisée par la présence d'un sol brun.

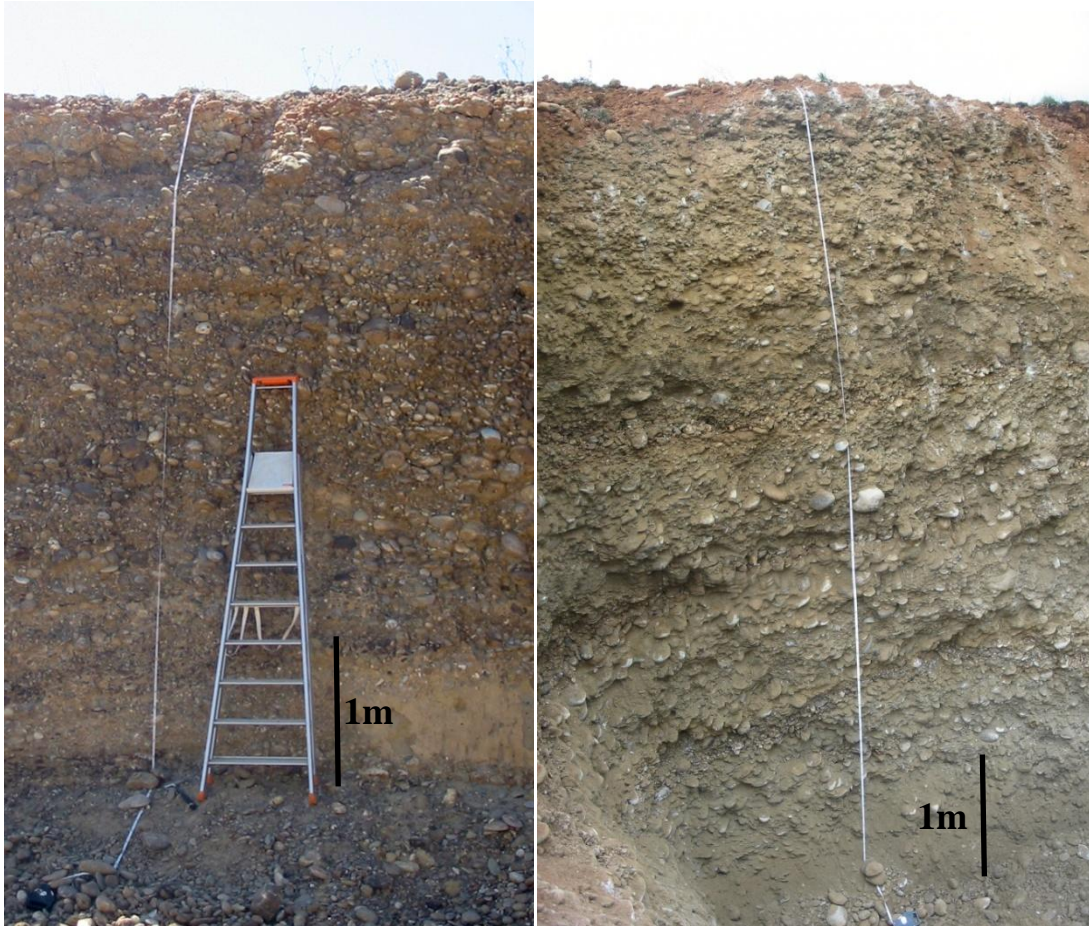


Figure 163: Photographies des profils verticaux échantillonnés. A) Crau de Miramas dans la gravière des Jumeaux. B) Crau du Luquier dans l'ancienne gravière du mas Chausson (localisation Figure 162).

Le profil de la Crau de Miramas a été réalisé dans la gravière des Jumeaux, le long de la route RD10 en direction d'Entressen depuis Miramas (Figure 162). Le front de taille de la gravière a permis d'avoir une coupe fraîche pour l'échantillonnage (Figure 163). Le sol étant décapé pour les besoins de l'exploitation, les 3 échantillons de surface traités ont été récoltés sur un terrain non cultivé à proximité de la gravière. La reconstitution de l'altitude exacte avant décapage, nécessaire afin de connaître la profondeur de chaque échantillon, a été réalisée grâce à l'interpolation de la pente de la terrasse à partir d'un profil topographique levé au GPS différentiel de part et d'autre de la gravière. Le décapage estimé est de l'ordre de 35 cm, ce qui est cohérent avec les observations faites sur des sols en place à proximité du site. Dix échantillons de même lithologie (quartzite blanche) ont été récoltés et mesurés le long d'un profil vertical en profondeur (de 30 à 480 cm en profondeur reconstituée).

Le profil de la Crau du Luquier a été réalisé dans la gravière abandonnée du Mas Chausson (Figure 162). Cette gravière a été ouverte dans les années 1970, pour la construction de la route nationale entre Fos-sur-Mer et St Martin-de-Crau. Le front de taille de la carrière a depuis été taluté pour des raisons de stabilité. Il nous a donc fallu rafraîchir ce front de taille à la pelle mécanique pour pouvoir échantillonner. Quatre échantillons ont été prélevés en surface à proximité du front de taille. La présence

d'une calcrète en place affleurant dans ce secteur indique que ces terrains n'ont jamais été remaniés par une quelconque activité anthropique. Douze échantillons de même lithologie (quartzite blanche) ont été prélevés et mesurés le long d'un profil vertical en profondeur (de 35 à 580 cm) (Figure 163).

Le ^{10}Be a été extrait de chaque échantillon en laboratoire au CEREGE et mesuré au spectromètre de masse par accélération ASTER, situé sur le site de l'Europôle de l'Arbois.

III-3-4) CONTRAINTES DE CHRONOLOGIE RELATIVE

L'étude des relations sédimentaires et structurales des différents dépôts quaternaires a permis de contraindre les âges relatifs des épandages de cailloutis en Crau (Figure 164). En effet, une formation alluviale locale, provenant peut-être d'une paléo-Touloubre, ravine la Crau du Luquier alors qu'elle est recouverte par la Crau de Miramas (Colomb et al., 1970). Cette formation, appelée Crau de Grans, contient des gastéropodes datés de la fin du Riss, début du Würm (environ 125 ka) (Colomb et al., 1969). La mise en place de la Crau du Luquier est donc antérieure à cette formation alors que la Crau de Miramas lui est postérieure. Au Nord du seuil de St Pierre-de-Vence, dans la carrière du Grand Vallon, un cône de cailloutis cryoclastiques viennent sceller les terrasses de la Durance post-détournement les plus anciennes (voir chapitre II-6). Un gastéropode a été retrouvé à la base de ce cône et a donné un âge non calibré ^{14}C à $28,2 \pm 0,46$ ka (Evin et al., 1983). L'âge calibré est de $33,7 \pm 0,5$ ka selon la courbe de calibration de Fairbanks et al. (2005). L'âge de l'abandon de la Crau de Miramas est donc compris entre 125 et 35 ka, alors que l'abandon de la Crau du Luquier est antérieur à 125 ka (Figure 164).

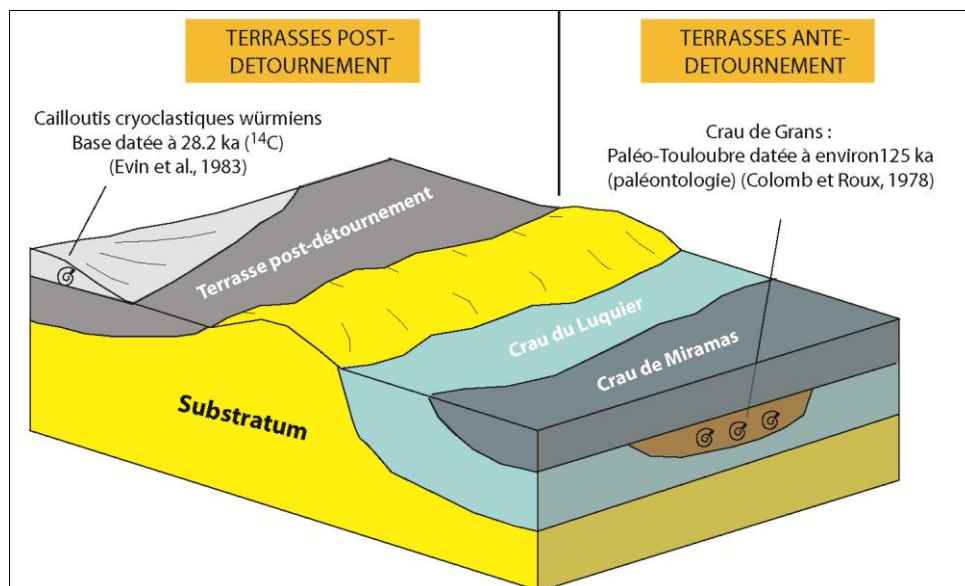


Figure 164: Bloc diagramme montrant la géométrie des dépôts quaternaires de la Durance avant et après le dernier détournement, et contraintes chronologiques relatives.

III-3-5) RESULTATS :

III-3-5-1) LES ECHANTILLONS DE SURFACE :

Les concentrations en ^{10}Be produit *in-situ* pour les échantillons des profils de la Crau de Miramas et de celle du Luquier sont consignées dans le Tableau 7 et le Tableau 8. Pour Miramas, les 3 échantillons de surface montrent des concentrations comprises entre $3,11.10^5$ et $5,04.10^5$ at/g- SiO_2 . Pour Luquier, les 4 échantillons de surface montrent des concentrations comprises entre $2,79.10^5$ et $4,31.10^5$ at/g- SiO_2 .

La dispersion des valeurs de concentration de surface est importante. Elle peut être interprétée comme résultant d'un modèle d'érosion différentielle en fonction de la lithologie des galets (Figure 165). En effet, l'érosion peut être définie par deux paramètres physico-chimiques qui sont la dissolution (paramètre chimique) et la lixiviation (paramètre physique). Dans le cas de terrasses polygéniques comme ici, la dissolution n'est pas homogène (les calcaires seront dissous beaucoup plus rapidement que les quartzites), expliquant l'enrichissement en galets de quartzite en surface observé sur le terrain. De plus, l'absence de gradient topographique limite les effets de la lixiviation. Ainsi après érosion, des galets de quartzite ayant subi des expositions différentes peuvent se retrouver regroupés en surface (Figure 165). Ce phénomène permet d'expliquer : (i) la forte dispersion des valeurs de concentrations mesurées sur les échantillons de surface et (ii) les valeurs trop élevées par rapport au reste du profil (qui modélise une dénudation homogène). Les concentrations mesurées sur les échantillons de surface ne seront donc pas intégrées au calcul du modèle de décroissance de la concentration en fonction de la profondeur pour les deux profils présentés.

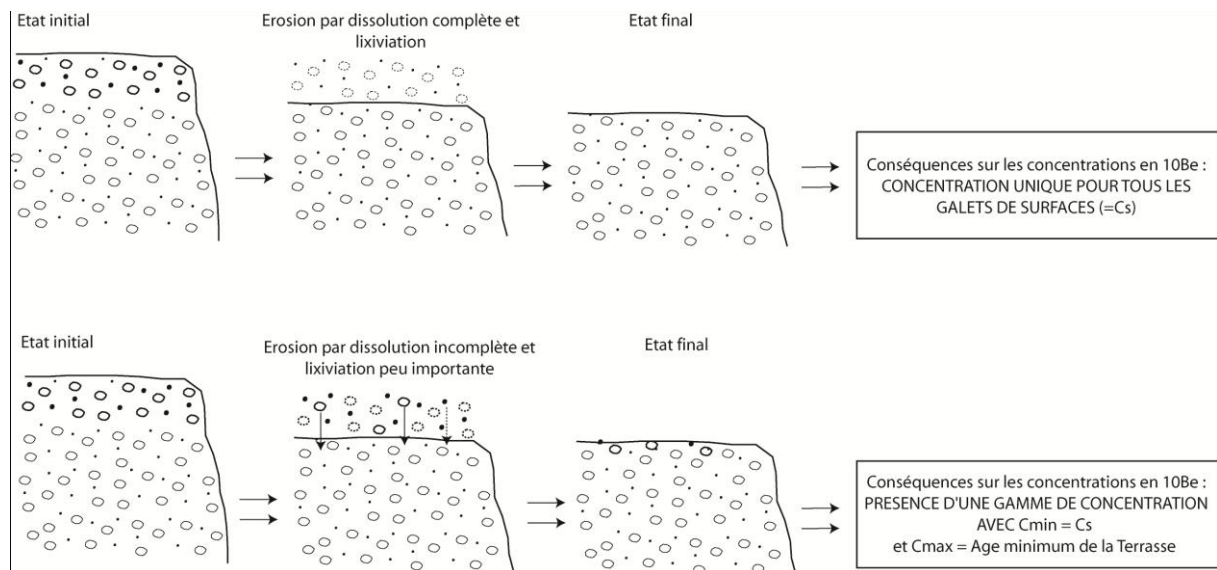


Figure 165: Modèles d'érosion et conséquences sur la distribution en surface des concentrations en nucléides cosmogéniques.

III-3-5-2) LES ECHANTILLONS PROFONDS : ESTIMATIONS DES AGES D'EXPOSITION ET DU TAUX DE DENUDATION

III-3-5-2-A) CRAU DE MIRAMAS

En profondeur, les concentrations décroissent globalement de manière exponentielle comme prévu par le modèle théorique (Tableau 7 et Figure 166). Les échantillons M65, M160 et M210 ne s'alignent pas exactement avec la courbe de décroissance théorique. Pour les échantillons M65 et M210 cet écart est relativement faible et peut être interprété comme résultant d'une incertitude expérimentale ou témoignant d'une histoire sédimentaire un peu plus complexe que celle prévue par le modèle. L'échantillon M160 présente quant à lui des concentrations beaucoup trop élevées. Nous l'interpréterons comme ayant subi un héritage plus important que les autres échantillons du profil et l'excluons de nos calculs.

La meilleure courbe théorique de décroissance de la concentration en ^{10}Be a été calculée par rapport aux 9 échantillons profonds restants, en utilisant la minimisation du facteur khi-deux (χ^2), conformément à la méthode proposée par Siame et al. (2004) (Figure 166). Le taux de production utilisé pour déterminer l'âge d'exposition a été estimé à partir des formules de Stone (2000). Il est de 4.92 at/g- SiO_2/an . La densité de la terrasse choisie dans le modèle est de 2 g.cm $^{-3}$. Les variables modélisées sont l'âge d'exposition et le taux de dénudation. L'héritage est déterminé à partir de la valeur de l'échantillon le plus profond. Il est de 20000 at/g- SiO_2 (Figure 166). Le meilleur couple âge d'exposition/taux de dénudation obtenu est de 72 ka pour l'âge et 7 m/Ma pour le taux de dénudation. La représentation de la répartition des valeurs du χ^2 en fonction de l'âge d'exposition et du taux de dénudation (Figure 167) permet d'estimer les incertitudes sur ces valeurs selon la méthodologie proposée par Siame et al., (2004). La valeur de 10 % de représentativité est choisie pour exprimer ces incertitudes. L'âge d'exposition de la terrasse de Miramas est donc compris entre 51 et 102 ka et le taux de dénudation entre 0 et 12 m/Ma (Figure 167).

Tableau 7: Mesure du ^{10}Be produit in-situ pour les échantillons de la Crau de Miramas et minimisation du χ^2 .

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Depth (cm)	Depth (g.cm2)	Production rate	[10Be] measured	[10Be] error	[10Be] theoric	χ^2
MS1	4.9181	42.0618	46	0	0	4.92	310946	18098	276847	
MS2	4.9181	42.0618	46	0	0	4.92	493662	28538	276847	
MS3	4.9181	42.0618	46	0	0	4.92	503523	29201	276847	
M30	4.9181	42.0618	46	30	60	4.92	169903	25256	194122	0.9196
M65	4.9181	42.0618	46	65	130	4.92	74449	17856	131316	10.1433
M75	4.9181	42.0618	46	75	150	4.92	126184	7800	118116	1.0700
M115	4.9181	42.0618	46	115	230	4.92	83588	6428	79791	0.3489
M160	4.9181	42.0618	46	160	320	4.92	153446	10547	55134	
M210	4.9181	42.0618	46	210	420	4.92	65087	5659	40408	19.0161
M250	4.9181	42.0618	46	250	500	4.92	31633	17136	33888	0.0173
M305	4.9181	42.0618	46	305	610	4.92	23613	2479	28949	4.6342
M355	4.9181	42.0618	46	355	710	4.92	28785	15855	26784	0.0159
M480	4.9181	42.0618	46	480	960	4.92	27860	16065	24246	0.0506
									$\Sigma\chi^2$	36.2160

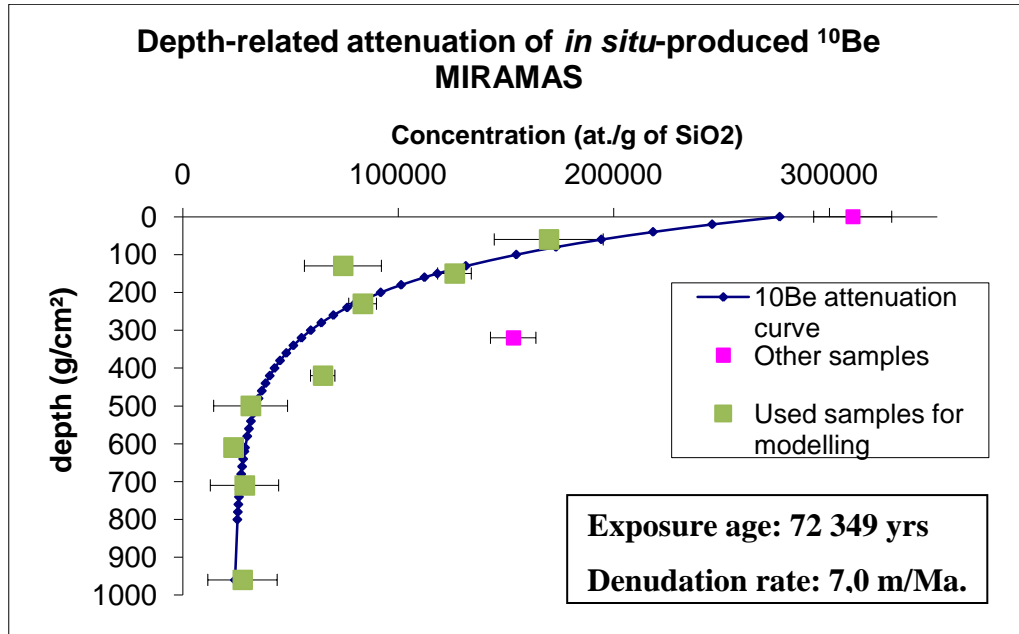


Figure 166 : Représentation graphique de la décroissance du ^{10}Be produit *in situ* pour la Crau de Miramas et courbe de meilleure approximation du couple « âge d'exposition/taux de dénudation ».

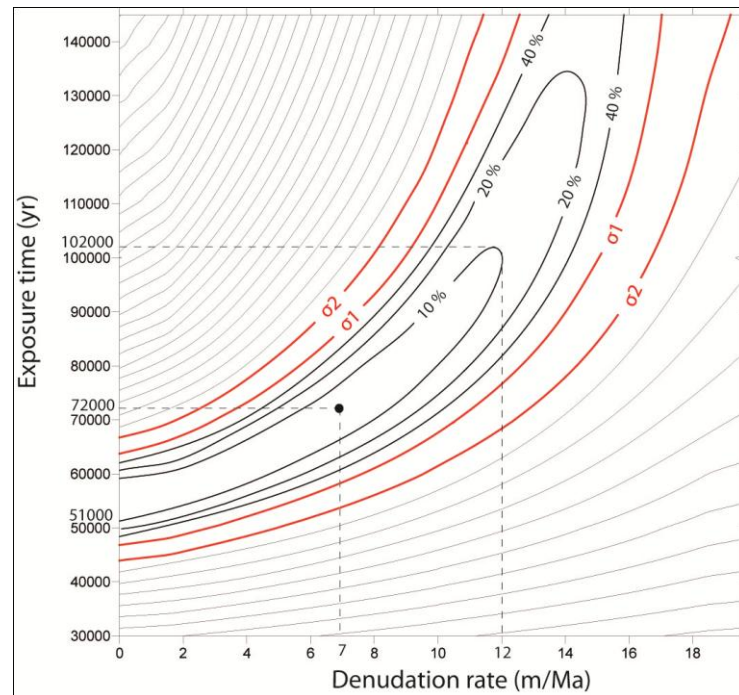


Figure 167 : Représentation de la répartition des χ^2 en fonction du taux de dénudation et de l'âge d'exposition pour les échantillons de la Crau de Miramas. Les incertitudes données correspondent à une valeur de représentativité de 10 %.

III-3-5-2-B) CRAU DU LUQUIER

Les concentrations en ^{10}Be produit *in situ* pour les échantillons du profil de la Crau de Miramas sont consignées dans le Tableau 8. En profondeur, les concentrations décroissent globalement de manière exponentielle comme prévu par le modèle (Figure 168). Les échantillons L305, L415 et L510 ne s'alignent pas exactement avec la courbe de décroissance théorique. L'échantillon L305 présente des concentrations trop élevées pouvant être interprétées comme résultant d'un héritage plus important que pour le reste des échantillons du profil. Les deux échantillons L415 et L 510 présentent des concentrations trop faibles. Nous n'avons pas d'autres explications que des erreurs ou incertitudes expérimentales pour expliquer ces faibles concentrations. Quoiqu'il en soit, nous excluons ces 3 échantillons des calculs.

La meilleure courbe théorique de décroissance de la concentration en ^{10}Be a été calculée par rapport aux 9 échantillons profonds restants, en utilisant la minimisation du facteur χ^2 , conformément à la méthode proposée par Siame et al., (2004). Le taux de production utilisé pour proposer un âge d'exposition a été estimé à partir des formules de Stone (2000). Il est de 4.77 at/g-SiO²/an. La densité utilisée dans le modèle est de 2. Les variables modélisées sont l'âge d'exposition et le taux de dénudation. L'héritage est déterminé à partir de la valeur de l'échantillon le plus profond. Il est de 20000 at/g-SiO² (Figure 168). Les deux dépôts ayant la même source, il est d'ailleurs assez logique que l'héritage soit le même pour les deux terrasses. Le meilleur couple âge d'exposition/taux de dénudation obtenu est de 145 ka pour l'âge et 38,6 m/Ma pour le taux de dénudation. La représentation de la répartition des valeurs du χ^2 en fonction de l'âge d'exposition et du taux de dénudation (Figure 169) permet d'estimer les incertitudes sur ces valeurs selon la méthodologie proposée par Siame et al. (2004). La valeur de 10 % de représentativité est choisie pour exprimer ces incertitudes. L'âge d'exposition de la terrasse du Luquier est donc compris entre 82 et 218 ka et le taux de dénudation entre 31,8 et 43,2 m/Ma (Figure 169).

Tableau 8: Mesure du ^{10}Be produit *in-situ* pour les échantillons de la Crau du Luquier et minimisation du χ^2 .

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Depth (cm)	Depth (g.cm2)	Production rate	[10Be] measured	[10Be] error	[10Be] theoric	χ^2
LS1	4.7907	43.5776	15	0	0	4.77	363045	21086	119100	
LS2	4.7907	43.5776	15	0	0	4.77	371227	21523	119100	
LS3	4.7907	43.5776	15	0	0	4.77	431452	23832	119100	
LS4	4.7907	43.5776	15	0	0	4.77	279202	16300	119100	
L35	4.7907	43.5776	15	35	70	4.77	111677	8489	97921	2.6258
L75	4.7907	43.5776	15	75	150	4.77	56492	4672	61706	1.2454
L95	4.7907	43.5776	15	95	190	4.77	50330	7146	53798	0.2354
L125	4.7907	43.5776	15	125	250	4.77	50868	4414	45192	1.6538
L150	4.7907	43.5776	15	150	300	4.77	30197	3434	40166	8.4296
L230	4.7907	43.5776	15	230	460	4.77	32557	2766	31522	0.1402
L275	4.7907	43.5776	15	275	550	4.77	29535	3200	29277	0.0065
L305	4.7907	43.5776	15	305	610	4.77	36701	3274	28291	6.5957
L355	4.7907	43.5776	15	355	710	4.77	74779	6620	27176	
L415	4.7907	43.5776	15	415	830	4.77	4447	733	26328	
L510	4.7907	43.5776	15	510	1020	4.77	7111	1058	25473	
L580	4.7907	43.5776	15	580	1160	4.77	22639	3144	25010	0.5686
									$\Sigma\chi^2$	21.5010

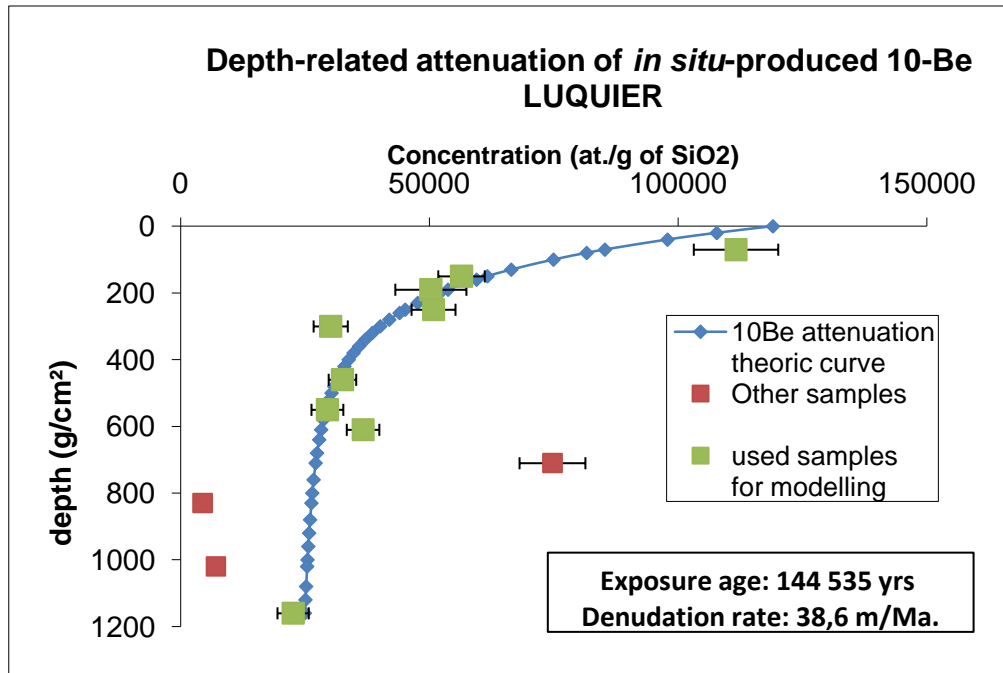


Figure 168: Représentation graphique de la décroissance du ^{10}Be produit *in situ* pour la Crau de Luquier et courbe de meilleure approximation du couple « âge d'exposition/taux de dénudation ».

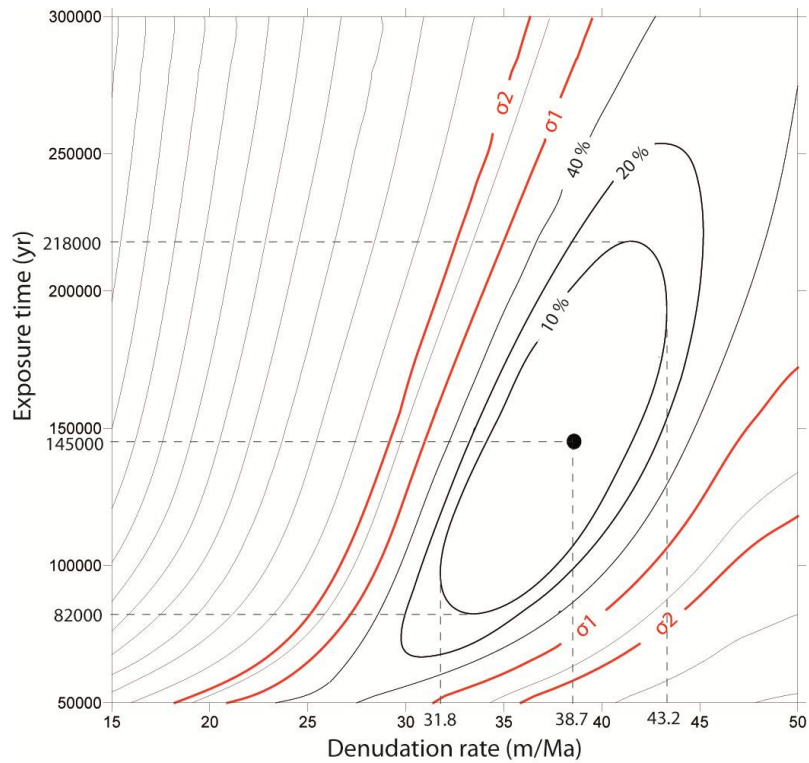


Figure 169 : Représentation de la répartition des χ^2 en fonction du taux de dénudation et de l'âge d'exposition pour les échantillons de la Crau du Luquier. Les incertitudes données correspondent à une valeur de représentativité de 10 %.

III-3-6) DISCUSSION

III-3-6-1) AGES D'EXPOSITION

Les âges d'exposition obtenus sont compatibles avec les âges d'exposition déduit de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* déjà publiés dans la région pour des terrasses alluviales. En effet, pour la même rivière (Durance), Siame et al. (2004) propose un âge de 70 ka pour la terrasse de Manosque, localisée 110 km en amont. Les terrasses de Manosque et de Miramas peuvent donc être corrélées stratigraphiquement. L'âge de la terrasse du Luquier (145 ka) est également retrouvé dans le même bassin versant par Brocard et al., (2003) pour un des niveaux de terrasse du Drac dans les Alpes. Cette chronologie est également compatible avec les contraintes de chronologie relative estimée à partir de contraintes paléontologiques évoquées au paragraphe III-3-4.

Pour Brocard et al. (2003), l'âge apparent de 145 ka pour la terrasse du Drac est rajeuni à cause des processus de décarbonatation liés à l'érosion interglaciaire de l'Eémien. En effet, les concentrations des échantillons de surface dans cette étude suggèrent un âge « réel » à 190 ka. En ce qui concerne notre étude, la présence relativement importante de galets calcaires dans la terrasse du Luquier, alors qu'ils sont quasi-absents en surface, suggère le même type de processus érosif. Ainsi, il convient de rester prudent quant à l'âge de cette terrasse et de proposer 145 ka comme un âge apparent minimum.

Les âges trouvés sont en accord avec le modèle climatique global (Winograd et al., 1997) (Figure 170). En effet, l'abandon des terrasses alluviales est le plus souvent associé à une chute du niveau de base, engendrant une phase d'incision. L'abandon de la Crau de Miramas à 75 ka intervient au début de la glaciation Würm (Figure 170), le refroidissement entraînant la chute du niveau global des océans. De même, l'abandon de la Crau du Luquier à 145 ka minimum d'après les résultats du profil pourrait correspondre au début de la phase de refroidissement rissienne (à 160 ka ou 190 ka) (Figure 170).

III-3-6-2) TAUX DE DENUDATION

En ce qui concerne les taux de dénudation moyen, ceux de la terrasse du Luquier (38,6 m/Ma) sont compatibles avec les taux moyens estimés dans la région par la même méthode sur d'autres terrasses (Brocard et al., 2003 ; Siame et al., 2004) ou par des méthodes géomorphologiques plus classiques (Bornand, 1978). Ces taux (entre 20 et 40 m/Ma) sont également cohérents avec ceux proposés par les études à plus grande longueur d'onde sur les bassins européens (Schaller et al., 2001).

En ce qui concerne la terrasse de Miramas, les taux moyens de dénudation sont beaucoup plus faibles (7 m/Ma). Le contexte géomorphologique et la lithologie étant similaire pour les deux terrasses, cette différence de taux de dénudation moyen par rapport à la terrasse du Luquier ne peut être expliquée que par des variations climatiques au cours du temps, vraisemblablement liées aux différents cycles

glaciaires. Brocard et al. (2003) suggèrent la possibilité d'une telle variabilité dans les taux estimés à partir des nucléides cosmogéniques en considérant que les processus contrôlant l'érosion en période glaciaire soient essentiellement liés à la déflation éolienne, tandis que l'érosion chimique (décarbonatation) est prépondérante pendant les interglaciaires. En s'appuyant sur les travaux locaux de Bonnet et Bornand, (1970) ; Bornand, (1978) et Brocard et al., (2003), les périodes et les modalités d'érosion ont pu être définies dans notre zone d'étude pour la période de temps qui nous intéresse. Ainsi, l'abandon de la Crau du Luquier a lieu au début de la glaciation rissienne (190-160 ka ?). Le sol n'étant pas encore développé, la déflation éolienne est inefficace sur la surface constituée quasi-exclusivement de galets. Le taux de dénudation durant toute la glaciation du Riss est donc négligeable (Figure 170). L'interglaciaire Riss-Würm (130-75 ka) permet la pédogénèse et les phénomènes de décarbonatation. Durant cette période, l'érosion est importante et se traduit également par une forte phase de rubéfaction (Bonnet et Bornand, 1970). Cette rubéfaction a d'ailleurs été observée sur le terrain pour la terrasse du Luquier mais pas pour celle de Miramas. Pendant la glaciation du Würm (75-15 ka), les phénomènes de déflation éolienne deviennent prépondérants par rapport à la décarbonatation. La pédogénèse s'étant développée durant l'interglaciaire, l'érosion éolienne peut permettre la dénudation du sol de la terrasse du Luquier et la concentration en surface de galets de quartzite. Dans le même temps la terrasse de Miramas s'étant mise en place au début de la période glaciaire, elle ne subit pas d'érosion éolienne car son sol n'est pas encore développé (Figure 170). Le taux de dénudation pour cette terrasse est donc négligeable pour cette période. A l'Holocène, après la glaciation Würm, on peut supposer que les modalités d'érosion sont les mêmes que durant l'interglaciaire Riss-Würm, c'est-à-dire avec une prépondérance de la dénudation par décarbonatation et pédogénèse.

La Figure 170 résume l'évolution et la quantification de la dénudation pour les deux terrasses en fonction des cycles glacio-eustatiques. Afin d'estimer les parts respectives de la dénudation en fonction des périodes climatiques, seules les valeurs du meilleur couple âge d'exposition / taux de dénudation pour les deux terrasses étudiées ont été utilisées dans les calculs.

L'épaisseur totale de terrain dénudé peut-être calculée pour chacune des terrasses étudiées à partir du taux de dénudation moyen et de l'âge d'exposition déduit des profils. Pour la terrasse de Miramas elle est de 50 cm environ (75 ka à 7 m/Ma), alors qu'elle est de 546 cm pour celle du Luquier (145 ka à 38,6 m/Ma).

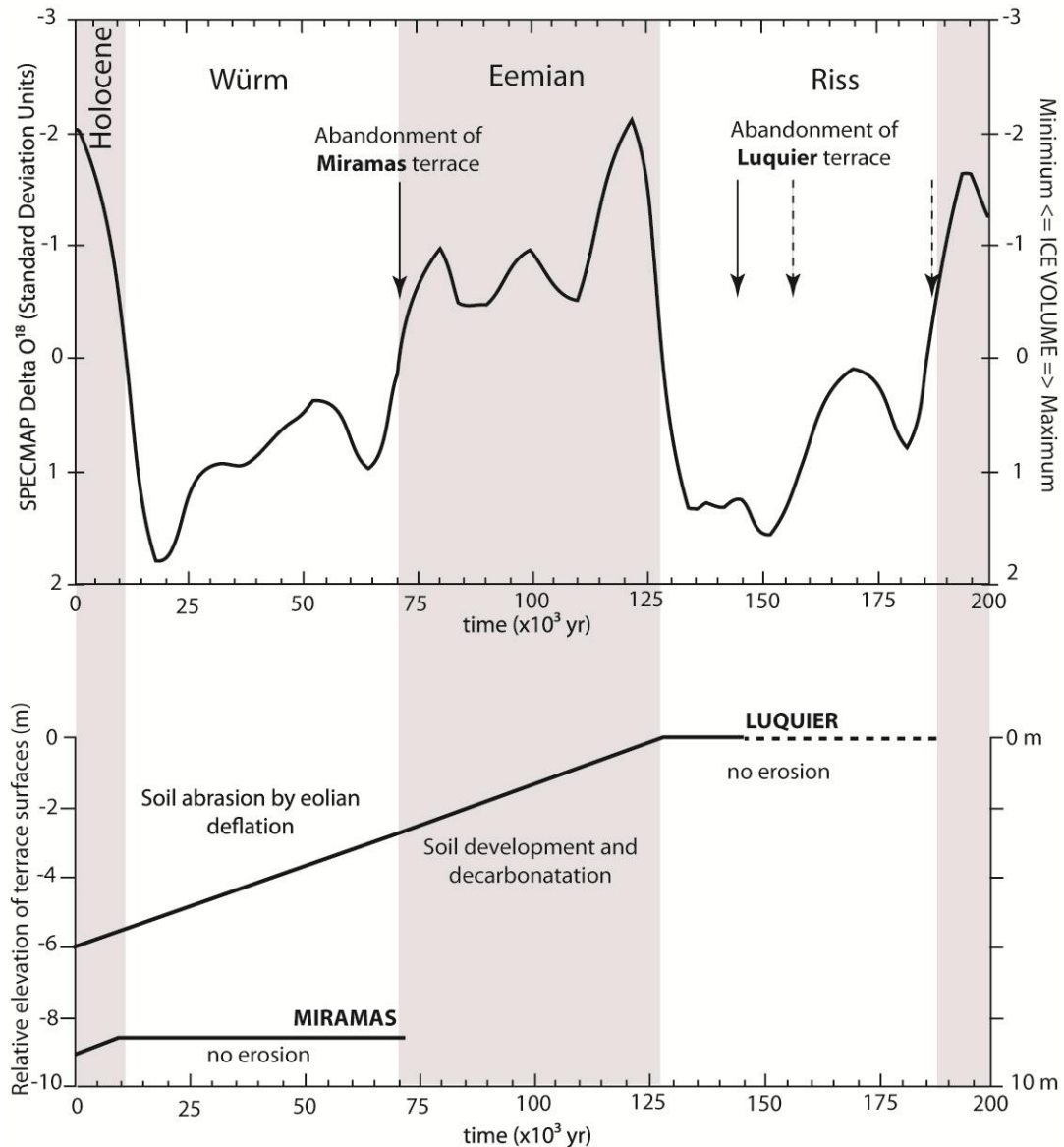


Figure 170: Evolution de la dénudation des terrasses de Crau en fonction des cycles glacio-eustatiques. La courbe de l'évolution du δO^{18} est extraite de Winograd et al., (1997).

D'après les différences de modalités d'érosion décrites précédemment, il est possible de proposer des taux de dénudation propres à chacun des processus liés aux différents stades glaciaires. Le taux de dénudation déduit des profils pour la terrasse de Miramas est représentatif de l'érosion holocène, car l'érosion pour ce dépôt peut être considérée comme négligeable durant le Würm (Figure 170). Ainsi le taux de dénudation holocène déduit est de 50 cm en 15 ka soit 33,6 mm/ka. Si on extrapole cette valeur pour l'interglaciaire précédent, on en déduit que l'érosion de la terrasse du Luquier pendant les interglaciaires est responsable de 33,6 mm/ka durant 75 ka (15 ka pour l'Holocène, 60 ka pour l'Eémien), soit 256 cm de dénudation (Figure 170). Il reste donc 300 cm à dénuder durant les périodes glaciaires. L'érosion durant le Riss étant négligeable pour la terrasse du Luquier, les 300 cm de dénudation ont lieu durant le Würm, soit un taux de dénudation glaciaire de 50 mm/ka (300 cm en 60 ka). La déflation éolienne est donc un phénomène érosif puissant, efficace lorsque le sol est déjà formé. Les fortes

accumulations de lœss (origine éolienne), associées à des cryoclastes dans les zones périglaciaires et particulièrement en Provence (Gabert, 1965) sont un marqueur de l'importance de ces phénomènes de déflation éolienne durant les périodes glaciaires. De plus, des formes morphologiques d'érosion éolienne d'échelle pluri-kilométrique ont été décrites à proximité de la plaine de la Crau, dans le massif de Miramas et la zone des étangs d'Istres (Ambert et Clauzon, 1992). Ce phénomène de déflation éolienne est contrôlé par la pédogénèse qui se produit durant les interglaciaires. La faible variation des valeurs des taux de dénudation pour les périodes glaciaires et interglaciaires permet d'expliquer la cohérence des taux moyens déterminés par les nucléides cosmogéniques lorsqu'ils sont intégrés sur une période de temps supérieure à 200 ka, mais aussi les taux constants à l'échelle du Quaternaire déterminés à partir d'étude morphologiques et pédogénétiques des différents niveaux de terrasses (Bornand, 1978).

III-3-7) CONCLUSION

Cette étude a permis de mettre en évidence les différents processus d'érosion entre les périodes glaciaires (déflation éolienne prépondérante) et interglaciaires (décarbonatation prépondérante) pour une région périglaciaire à climat tempéré et permet d'en proposer une quantification. Si la déflation éolienne n'est efficace qu'en présence d'un sol déjà formé, les deux processus aboutissent à des taux de dénudation du même ordre de grandeur. Par conséquent, les taux de dénudation long-terme déduits des nucléides cosmogéniques sont représentatifs de l'érosion régionale moyenne alors que les taux déduits des terrasses quaternaires récentes sont plus faibles (car une terrasse récente subit une érosion significative seulement à partir de son premier interglaciaire). Pour les terrasses polygéniques, les concentrations de surface ne sont pas représentatives de l'âge d'abandon dans les zones où l'érosion n'est pas négligeable. Les échantillons profonds le long d'un profil sont donc indispensables pour pouvoir déterminer l'âge d'exposition, en plus du taux de dénudation.

A une échelle locale, cette étude a permis de contraindre l'âge d'abandon des deux dernières terrasses de Crau et ainsi d'estimer l'âge du dernier détournement de la Durance. Les chronologies obtenues sont cohérentes avec celles déjà proposées dans la littérature et les âges stratigraphiques déduits de la paléontologie. Les deux épandages alluviaux de la Crau représentent deux niveaux majeurs de terrasses du bassin versant de la Durance. La plus ancienne correspond à la terrasse Riss. Son âge minimum d'abandon est de 145 ka et son âge probable est de 160 ou 190 ka. La plus récente correspond à une terrasse Würm dont l'âge d'abandon est estimé à environ 70 ka.

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS GENERALES

1- LE MOTEUR DE LA TECTONIQUE ACTIVE EN PROVENCE

Depuis quelques années, le moteur de la déformation provençale est largement débattu. Pour certains auteurs la déformation serait directement due à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (Baroux et al., 2001), pour d'autres, c'est la rotation antihoraire du bloc adriatique résultant de cette convergence qui domine (Sébrier et al., 2004). Plus récemment, certains auteurs proposent que la tectonique provençale actuelle résulte d'un système indépendant lié uniquement à des forces gravitaires, avec une couverture sédimentaire qui glisserait sur le socle du Nord vers le Sud à cause du fort gradient topographique (Le Pichon, 2004 ; Le Pichon et al., 2009). Les données géodésiques montrent que le raccourcissement entre l'Afrique et l'Europe serait pour l'essentiel absorbé au Sud de la Sardaigne (Nocquet et Calais, 2004), bien qu'une partie soit tout de même transférée plus au Nord, à travers le bassin Liguro-Provençal (Larroque et al., 2009). De plus, la déformation récente en Provence se propage vers le Sud (Chardon et Bellier, 2003 ; Sébrier et al., 2004 ; Guignard et al., 2005), ce qui semble difficile à interpréter dans le cadre d'un raccourcissement direct entre l'Afrique et l'Europe. La tectonique active en Provence semble donc être contrôlée soit par la propagation des contraintes à travers la chaîne alpine à cause de la rotation du bloc adriatique (Sébrier et al., 2004), soit uniquement par des forces de volumes (Le Pichon, 2004 ; Le Pichon et al., 2009).

1-1) LES DEFORMATIONS POST-OLIGOCÈNES EN PROVENCE CONTRÔLÉES PAR L'ÉVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA CHAÎNE ALPINE

Les déformations miocènes à actuelles en Provence résultent de 3 phases tectoniques distinctes dans un contexte en compression: la première au Burdigalien (Champion et al., 2000 ; Besson, 2005), puis au Tortonien (Clauzon, 1984 ; Clauzon et al., soumis, en Annexe1), et la dernière au Plio-Quaternaire (Baroux, 2000 ; Guignard, 2002). Afin de montrer que l'intégralité des déformations post-oligocènes est étroitement liée à la dynamique de la chaîne alpine, nous comparerons la cinématique de la déformation en Provence avec celle du Jura, qui constitue la grande chaîne d'avant-pays des Alpes.

1-1-1) CHRONOLOGIE ET MODALITÉS DE DÉFORMATION

Les premières évidences de déformations post-oligocènes en Provence sont caractérisées par un bombement de grande longueur d'onde au cours du Burdigalien (20 Ma) provoquant un emboîtement par incision des formations marines miocènes (Besson, 2005 ; Besson et al., 2005). L'analyse détaillée indique que les zones de forte incision se repartissent parallèlement à l'arc alpin (et donc aux isobathes du Moho), suggérant une déformation par un bombement d'échelle lithosphérique (Besson, 2005) (Figure 35). Dans le Jura, une discordance a pu être mise en évidence dans les formations intra-molassiques (discordance entre les molasses inférieures burdigaliennes et les molasses supérieures tortoniennes), ainsi

que des figures de dépôts syn-tectoniques dans les molasses inférieures qui suggèrent l'activité de failles de socle dès le Burdigalien (Wildi et Huggenberger, 1993). L'absence de ces dépôts dans le bassin de Genève et le plateau des Bornes indique une déformation à grande longueur d'onde compatible avec un bombement lithosphérique (Becker, 2000).

Les premières évidences de tectonique cassante miocène en Provence sont d'âge langhien (16 Ma) (Villéger, 1984 ; Baroux, 2000), mais la phase de déformation principale, bien contrainte chronologiquement est d'âge tortonien (11 à 6 Ma) (Clauzon, 1984 ; Clauzon et al., soumis). Elle se traduit par du raccourcissement accommodé par une tectonique de couverture (thin-skinned) (e.g. Benedicto et al., 1996 ; Champion et al., 2000 ; cette thèse, chapitre III-1). La phase majeure de mise en place de la chaîne jurassienne, qui correspond également à du raccourcissement accommodé par de la tectonique de couverture, est aussi d'âge tortonien (e.g. Becker, 2000 ; Affolter et Gratier, 2004).

Un dernier changement de régime tectonique intervient au cours du Pliocène en Provence, impliquant une réorientation des contraintes, notamment autour de la faille de la Moyenne Durance, accompagnée d'une diminution des vitesses de déformation (Baroux, 2000). Dans le Jura, un changement de régime de contrainte a également eu lieu au Pliocène. Comme en Provence, il s'accompagne d'une diminution de la vitesse de déformation (Becker, 2000) et correspond au passage d'une tectonique de couverture (thin-skinned) à une tectonique de socle (thick-skinned) (e.g. Becker, 2000 ; Ustaszewski et Schmidt, 2007 ; Madritsch et al., 2008).

Notons que les mêmes modalités de déformations, à savoir une première phase de plissement de grande longueur d'onde suivie de déformations de type thin-skinned, ont déjà eu lieu en Provence au cours de la phase pyrénéo-provençale, qui résulte de la déformation d'avant-pays des Pyrénées (Séguret et al. 1981). Les premières structures attribuées à cette phase correspondent en Provence à un plissement précoce de grande longueur d'onde au Crétacé supérieur (Durand et Tempier, 1961 ; Corroy et al., 1964 ; Leleu et al., 2009), pouvant être interprété comme résultant d'un bombement à l'échelle lithosphérique (flambage d'après Leleu, 2005). La phase principale d'âge éocène se traduit, quant à elle, par une tectonique de couverture (Tempier, 1987 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Leleu, 2005), comme pour la phase tortonienne de la tectogenèse alpine. Les déformations tectoniques en extension à l'Oligocène ont ensuite été prépondérantes, rendant difficile l'observation d'une éventuelle phase de déformation compressive postérieure qui aurait été liée à la l'évolution tardive de la chaîne pyrénéenne.

Les modalités de déformation sont donc similaires pour les phases pyrénéennes et alpines, indiquant que pour ces deux phases orogéniques, la Provence se situait en position d'avant-pays et qu'elle a subi les déformations relatives à ces deux chaînes de montagne.

1-1-2) REPARTITION DE LA SISMICITE

Une carte de la répartition de la sismicité instrumentale (de 1962 à 2007, réseau LDG) et historique (réseau SisFrance) est présentée en Figure 171. Les séismes de magnitude inférieure à 2.5 M_L n'ont pas été représentés ni ceux dont la localisation est trop incertaine (plus de 20 km de précision). Une analyse en termes de densité de sismicité a été réalisée afin de mieux visualiser la distribution de la sismicité en Provence. Cette analyse s'est faite en comptant le nombre de séismes dans un rayon de 10 km pour chaque pixel de 100 m de côté. Les valeurs ont été recalculées pour être présentée en nombre de séismes par km^2 (Figure 171).

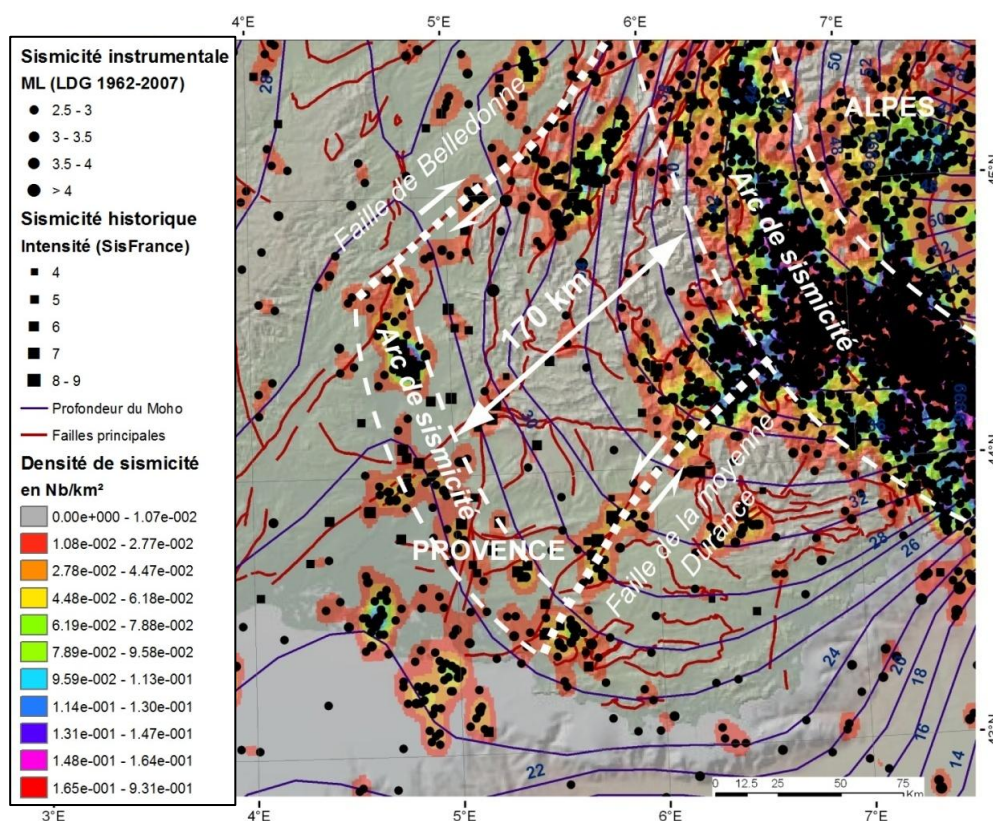


Figure 171 : Répartition en termes de densité de la sismicité dans le Sud-Est de la France.

Un arc de sismicité est mis en évidence dans le domaine provençal. Cet arc est parallèle à l'arc alpin (et donc aux isobathes du Moho). Il est situé à environ 170 km par rapport au centre de la chaîne. Il est limité au Sud-Est par la FMD au niveau du bassin de l'Arc, et au Nord-Ouest par la faille de Belledonne (FB), au niveau de la vallée du Rhône. La FB se situe dans la continuité de la faille des Cévennes, qui elle ne présente pas de sismicité. D'après les mécanismes au foyer des séismes, la FMD est senestre et la FB est dextre, alors que l'arc de sismicité en Provence est caractérisé par des déplacements sur des failles inverses alors que les Alpes internes sont en extension (Sue et al., 1999 ; Baroux et al., 2001 ; Delacou et al., 2004). Cette cinématique est compatible avec un transfert de la déformation de la chaîne alpine dans le bassin du Sud-Est par l'intermédiaire des failles de Belledonne et de la Moyenne Durance vers une zone située à environ 170 km du centre de la chaîne.

La même méthodologie a été utilisée pour caractériser la sismicité du Jura. La répartition de la sismicité, ainsi que la localisation des structures réactivées récemment dans le Jura, se situent également le long d'un arc parallèle à l'arc alpin, à une distance de 135 km environ, dans la partie externe du Jura (Figure 172). Elle est caractérisée par un régime tectonique transpressif (comme en Provence) avec des failles impliquant le socle (Baer et al. 2005 ; Madritsch et al., 2008).

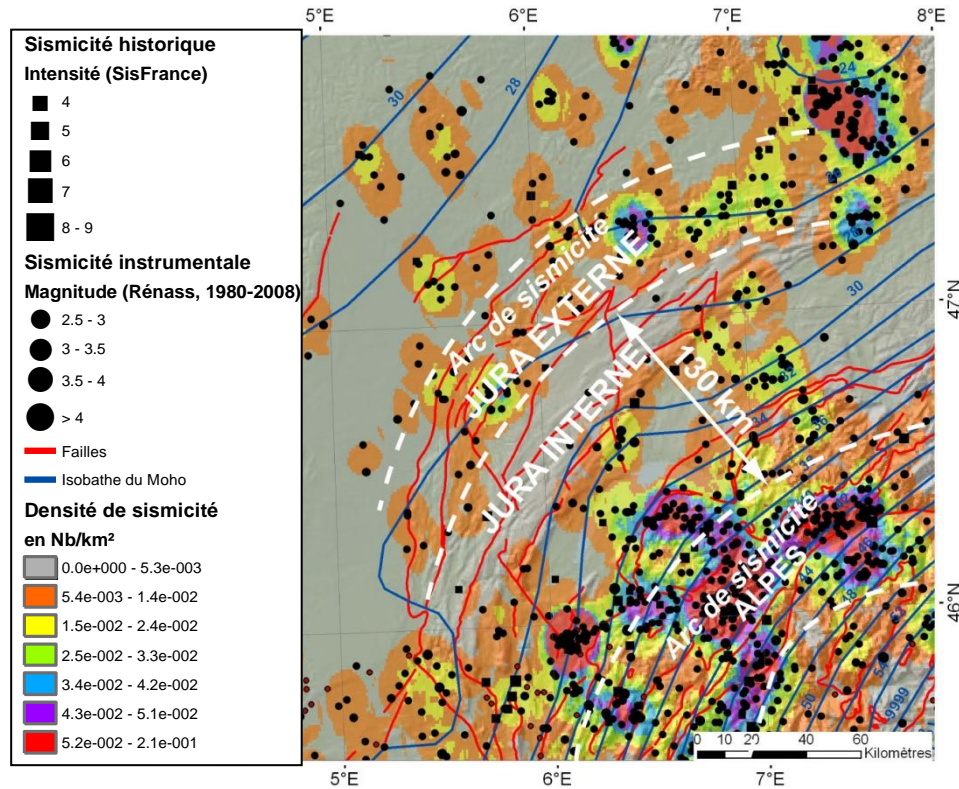


Figure 172 : Répartition en termes de densité de la sismicité dans le massif du Jura.

Un arc de sismicité parallèle à la chaîne alpine a donc été mis en évidence en Provence et dans le Jura. Une telle répartition de la sismicité suggère le contrôle de la géométrie des Alpes dans la déformation de ces deux domaines. Ainsi, pour toute la période post-oligocène, un synchronisme des déformations ainsi qu'une similitude du style tectonique entre la Provence et le Jura confirmeraient un contrôle de la déformation d'avant-pays en étroite relation avec la géodynamique et la géométrie de la chaîne alpine. Notons toutefois que l'analyse de la sismicité en terme de répartition spatiale uniquement est insuffisante pour caractériser de manière fiable la déformation actuelle.

1-2) LE MOTEUR DE LA DEFORMATION PLIO-QUATERNAIRE DANS LES ALPES

L'analyse de la cinématique de faille (microtectonique) montre également un changement de régime tectonique au Plio-Quaternaire dans les Alpes, passant d'un régime en extension parallèle à la chaîne à un régime en extension perpendiculaire (Champagnac et al., 2004, Sue et al., 2007), témoignant

d'un effondrement gravitaire de l'orogène alpin. Cet effondrement est concomitant d'une forte augmentation de l'exhumation dans les Alpes internes (Bogdanoff et al., 2000 ; Cederbom et al., 2004 ; Vernon et al., 2008).

Plusieurs hypothèses sur le moteur de l'effondrement gravitaire des Alpes peuvent être proposées pour expliquer le changement de régime tectonique au Pliocène. Elles sont basées sur des processus géodynamiques internes ou externes.

1-3-1) LES PROCESSUS INTERNES

Un changement de cinématique. Un changement de la cinématique de la plaque Amérique du Nord par rapport aux plaques Europe et Afrique aurait eu lieu aux alentours de 3 Ma (Calais et al., 2003). Ce changement provoquerait une convergence plus oblique entre l'Afrique et l'Europe et pourrait se traduire par la difficulté de maintenir de la compression entre les deux blocs.

Des mouvements profonds du slab. La dynamique et la géométrie du slab en profondeur a eu une influence sur le régime tectonique de surface et donc sur la géométrie et la topographie de la chaîne (Lippitsch et al., 2003 ; Regard et al., 2008). La géométrie actuelle du slab est complexe (Lippitsch et al. 2003 ; Spakman et Wortel, 2004). Il est possible qu'un changement de sa dynamique au Pliocène, comme une rupture provoquant un réajustement thermique lent, affecte la dynamique actuelle de la chaîne alpine (Sue et al., 2007).

Une remontée verticale de la croûte inférieure liée à la compression (Rolland et al., 2000). Une telle remontée serait favorisée par un découplage important entre la croûte inférieure et la croûte supérieure.

Les transformations métamorphiques de la croûte inférieure. La formation d'éclogites (denses) se fait en profondeur lors de la mise en place de l'orogène. Lors d'un relâchement des contraintes, la croûte inférieure remonte sous la chaîne, entraînant la rétro-morphose des éclogites, et par conséquent une chute de la densité de la croûte. Le rééquilibrage isostatique entraîne une surrection du centre de la chaîne. Ce phénomène a été décrit par exemple pour la Cordillère des Andes (Garzzone et al., 2006) et proposé pour les Alpes par Kuhle et al. (2002).

1-3-2) LES PROCESSUS EXTERNES

Le rebond lié à l'érosion. La chute du niveau de base lors de la crise de salinité messinienne, couplée à une période de réchauffement au début du Pliocène (Hodell et al., 2001 ; Vidal et al., 2002) a certainement provoqué une érosion importante des reliefs, notamment des Alpes. En effet, les bilans sédimentaires montrent une augmentation significative de l'érosion dans les Alpes depuis le début du Pliocène (Kuhle et al., 2002 ; 2006). Cette période est concomitante de la fin de la mise en place des structures de l'avant-pays, en particulier le Jura (Becker, 2000). Certains auteurs suggèrent que ce « pulse » érosif soit à l'origine de l'arrêt de la compression au front des chaînes d'avant-pays en

provoquant un retrait du front actif lié à la décharge par érosion au cœur des Alpes (Willett et al., 2006). De plus, l'augmentation des vitesses d'exhumation au Plio-Quaternaire (Bogdanoff et al., 2000 ; Cederbom et al., 2004 ; Vernon et al., 2006) peut s'interpréter comme résultant de l'augmentation de l'érosion liée aux cycles glacio-eustatiques (Champagnac et al., 2007). Néanmoins, une modélisation récente du rebond maximum lié à l'érosion dans les Alpes (Champagnac et al., 2008) montre que ce paramètre seul ne peut suffire pour expliquer le basculement de surfaces plio-quaternaires préservées en bordure de la chaîne.

1-3-3) MECANISMES DU TRANSFERT DE LA DEFORMATION

Le rééquilibrage par étalement gravitaire de la croûte épaissie est un phénomène important pendant la phase post-orogénique (Ménard et Molnar, 1988 ; Molnar et Lyon-Caen, 1988 ; Selverstone, 2005). Ce rééquilibrage induit un champ de contrainte fortement lié à la topographie de la chaîne, provoquant de l'extension perpendiculaire au front dans les zones internes et de la compression (également perpendiculaire au front) dans les zones externes, conformément à ce qui se produit dans le domaine alpin (Sue et al., 1999 ; 2007 ; Champagnac et al., 2004 ; Delacou et al., 2005). Ce rééquilibrage induit un flux crustal (voir Figure 173) qui provoque la remontée de la croûte continentale dans les zones d'avant-pays et contrôle la localisation de la déformation dans ces zones (Selverstone, 2005). En Provence, les isobathes du toit du Moho indiquent une remontée de la base de la croûte au niveau de la basse vallée du Rhône (Figure 171) (Ménard, 1979 ; Dèzès et Ziegler, 2002). Cette remontée traduit donc la limite occidentale d'un éventuel flow crustal lié à l'effondrement gravitaire des Alpes. L'arc de sismicité mis en évidence en Provence se localise précisément au niveau de cette limite, suggérant que ce processus contrôle la répartition de la sismicité (donc de la déformation). La géométrie du Moho est similaire pour le Jura avec une remontée du Moho localisée juste en arrière de l'arc de sismicité mis en évidence dans le Jura externe (Figure 172) (Dèzès et Ziegler, 2002). Les déformations actuelles de l'avant pays des Alpes, au moins pour le Jura et la Provence, semblent donc être contrôlées essentiellement par les forces de volume résultant de l'effondrement gravitaire de la chaîne alpine.

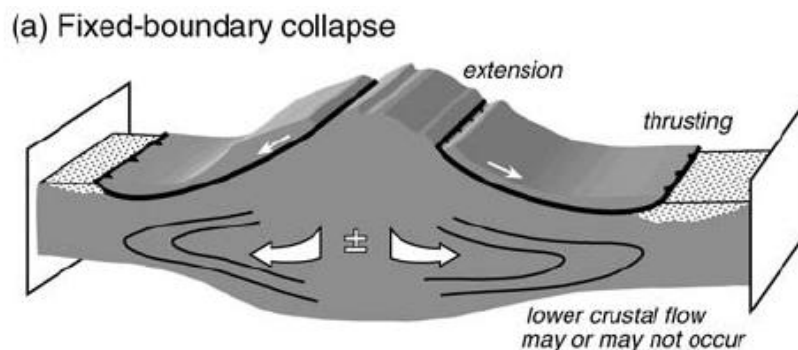


Figure 173 : Schéma théorique d'un effondrement gravitaire dans un contexte où les conditions aux frontières sont considérées fixes (d'après Selverstone, 2005).

1-4) TECTONIQUE DE SOCLE ET/OU DE COUVERTURE ?

La déformation active en Provence est essentiellement de type thin-skinned (tectonique de couverture) (Yin-Li et Le Pichon, 2007 ; Cushing et al., 2008). Le niveau de décollement principal est localisé au niveau des évaporites du Trias, de 6 à 10 km de profondeur (Benedicto et al., 1996 ; Champion et al., 2000 ; Cushing et al., 2008). Le transfert de la déformation du socle des Alpes à la couverture sédimentaire en Provence se fait probablement au Sud du massif du Pelvoux (Sébrier et al., 2004). L'arc de sismicité du domaine provençal, limité entre la FMD et la FB, n'est présent que dans la zone à forte couverture sédimentaire (Plus de 6 km d'épaisseur, bassin du Sud-Est et bassin vocontien). La limitation de cet arc peut-être interprétée par l'absence ou la position trop superficielle du décollement du Trias de part et d'autres des deux failles de transfert, ce qui ne permet pas le transfert de la déformation dans la couverture sédimentaire. Ainsi, dans ces zones, les déformations liées aux forces de volume engendrées par l'effondrement gravitaire des Alpes doivent être transférées dans le socle, soit plus loin de la chaîne, soit avec une répartition plus diffuse.

Dans le Jura les déformations actives sont de type thick-skinned (tectonique de socle), malgré la présence d'un niveau majeur de décollement dans les évaporites du Trias (à environ 1 ou 1,5 km de profondeur dans le Jura externe) (Becker, 2000 ; Ustazewski et Schmidt, 2007 ; Madritsch et al., 2008). Ce niveau de décollement est donc trop superficiel pour être réactivé, confirmant le changement de moteur de la tectonique plio-quaternaire, corrélable avec le début de l'effondrement gravitaire dans les Alpes.

1-5) CONCLUSIONS

La tectonique active en avant-pays des Alpes (au moins en Provence et dans le Jura) semble être étroitement contrôlée par les forces de volume qui résultent de l'effondrement gravitaire de la chaîne. En effet, cet effondrement provoque un flux crustal qui conduit à un réajustement de l'épaisseur de la croûte continentale au niveau des zones de remontée du Moho. D'après la répartition de la sismicité, c'est précisément au niveau de ces remontées que se localisent les déformations de l'avant-pays, parallèles à l'arc alpin. Ce mécanisme est probablement responsable du changement de régime de contraintes au Plio-Quaternaire. Les forces de volume impliquent la réactivation de failles de socle dans les Alpes. En Provence comme dans tout le bassin du Sud-Est et le bassin vocontien (entre les failles de la Moyenne Durance et de Belledonne), le niveau de décollement du Trias, situé entre 6 et 10 km de profondeur permet le transfert de la déformation de socle jusque dans la couverture sédimentaire. Dans le Jura, le

niveau de décollement étant trop superficiel ($\approx 1,5$ km), la déformation ne se transfère pas dans la couverture et reste localisée dans le socle. Ces observations impliquent pour la Provence que malgré une sismicité essentiellement localisée à l'Ouest de la FMD et dans la couverture sédimentaire, on ne peut pas exclure l'existence de contraintes tectoniques dans le socle, notamment à l'Est de la FMD.

2- REPARTITION ET VITESSE DE LA DEFORMATION PLIO-QUATERNAIRE

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des études qui cherchent à connaître les vitesses de déplacement le long des failles actives de Provence, en vue d'améliorer les connaissances de l'aléa sismique. La carte présentée en Figure 174 est une compilation des données de vitesses plio-quaternaires existantes actuellement pour la Provence. Certaines ont été compilées à partir de l'étude de la déformation des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne, d'autres à partir de marqueurs quaternaires.

Le dernier changement de régime tectonique en Provence a probablement lieu au Pliocène, comme le montre les vitesses obtenues à l'aide de plusieurs marqueurs pliocènes et quaternaires qui restent du même ordre de grandeur. Toutefois, certaines observations montrent des vitesses intégrées depuis le Pléistocène supérieur légèrement supérieures à celle déduites de la déformation des marqueurs résultant de la crise de salinité messinienne suggérant que le changement de régime tectonique plio-quaternaire soit plus récent que 5 Ma. En considérant des vitesses constantes, ces observations suggèrent que le changement de régime pourrait avoir lieu à la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire. Une autre hypothèse possible est une augmentation des vitesses de déformation au Pléistocène supérieur, qui pourrait expliquer les taux plus élevés obtenus pour la FMD à partir de la géométrie de la base des alluvions récentes (voir partie II-4), ou pour la faille de la Trévaresse, à partir de la base d'un cône d'âge probablement Würm (Chardon et al., 2005 ; 2009).

La vitesse de déplacement le long des failles est rarement connue dans sa globalité ; seul la composante verticale (pour la plupart des cas) ou horizontale n'ayant pu être déterminée (Figure 174). Si l'étude des marqueurs peut encore être améliorée, l'absence d'observation directe des sens de déplacement sur certaines failles, ainsi que la complexité de leur analyse, à cause de la surimposition des phases tectoniques, rend la quantification difficile. Si la vision à petite échelle est importante pour la compréhension des mécanismes régionaux de déformation, les investigations locales sont indispensables pour calibrer les taux de déplacement des accidents tectoniques.

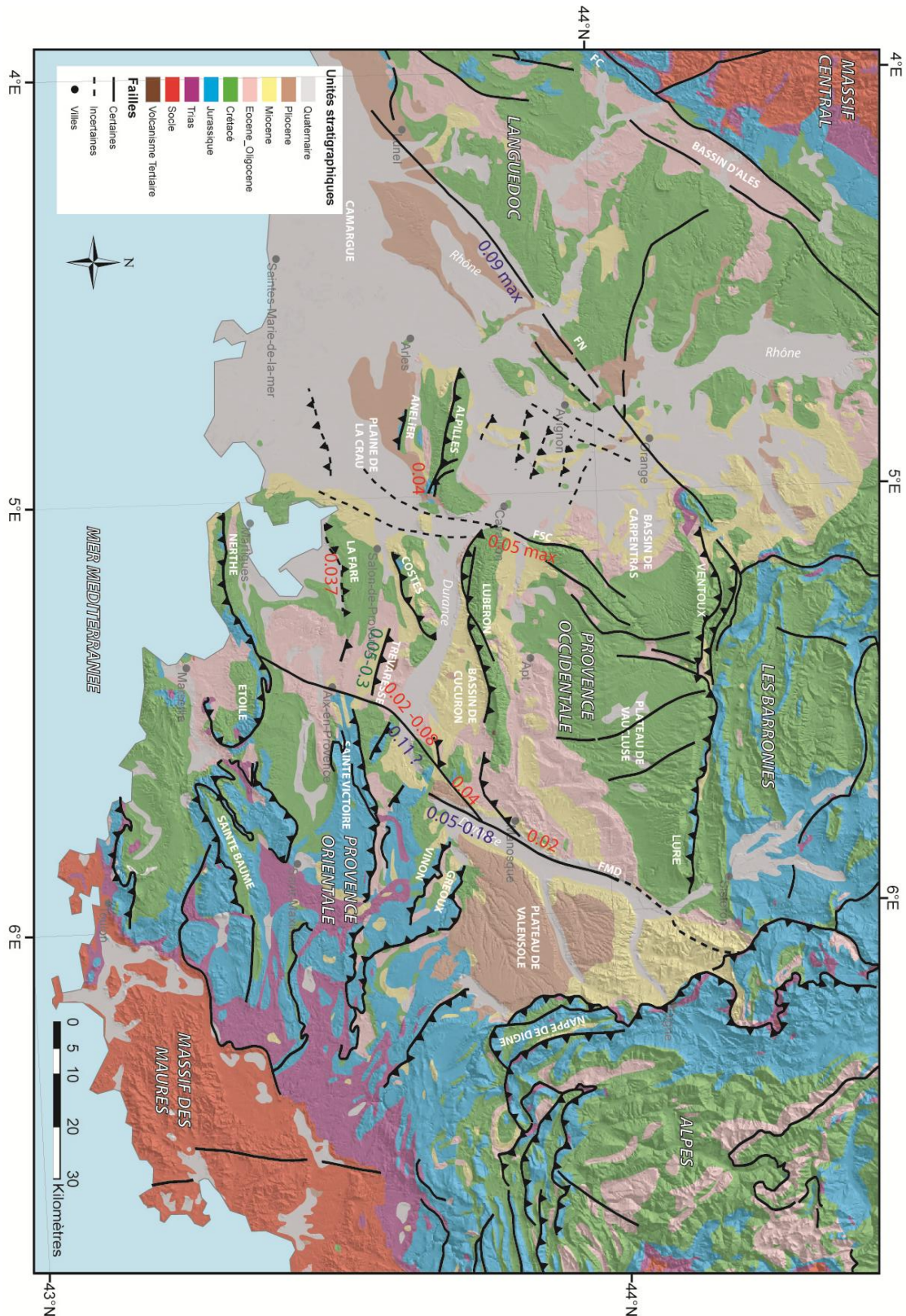


Figure 174 : Schéma structural réactualisé de la Provence et vitesses (en mm/an) de déplacement plio-quaternaires vertical (en rouge), horizontal (en bleu) ou déplacement vrai dans le plan de faille (en vert). Les failles représentées ici s'entendent dans le sens général, il ne s'agit pas nécessairement de failles actives. Le fond cartographique est modifié d'après Chantraine et al. (1996) et les vitesses sont compilées à partir de Schlupp et al. (2001) ; Siame et al. (2004) ; Guignard et al. (2005) ; Cushing et al., (2005) ; Chardon et al. (2005) et cette thèse.

Quelque soit les structures étudiées, les vitesses de déformations obtenues restent souvent inférieures à 0,1 mm/an. Certaines hypothèses relatives à la datation des marqueurs morphologiques utilisés pourraient néanmoins conduire à des vitesses plus fortes, comme sur la faille de la Moyenne Durance ou sur celle de la Trévaresse (Figure 174).

3- SYNTHÈSE DES RESULTATS

Cette thèse s'est articulée autour de trois approches complémentaires : (i) la compréhension de la déformation par l'étude structurale replacée dans son contexte géodynamique, (ii) la quantification de ces déformations et des vitesses de déplacement grâce à l'étude de marqueurs géologiques et géomorphologiques décalés, (iii) l'étude des relations entre tectonique et érosion dans la genèse du relief grâce aux outils de géomorphologie quantitative.

La synthèse et l'étude géodynamique et structurale a permis de faire le point sur les différentes phases tectoniques en Provence, de les replacer dans le contexte géodynamique de la Méditerranée et de comprendre et quantifier les déformations relatives à chaque période. Il en résulte que la phase de raccourcissement principal est la phase « pyrénéo-provençale », qui a lieu du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen. Elle est responsable de la quasi-totalité du raccourcissement à l'Est de la faille de la Moyenne Durance et à l'Ouest de la faille de Salon-Cavaillon. Le raccourcissement post-oligocène est principalement circonscrit entre ces deux failles qui jouent un rôle majeur dans le transfert de la déformation vers le Sud. A l'Ouest de la faille de Salon-Cavaillon, plusieurs anticlinaux de rampe aveugles à vergence sud ont été mis à jour par le retraitement de profils sismiques pétroliers. Ces structures présentent une amplitude plus faible que celles situées à l'Est. Cette différence de structuration de part et d'autre de la faille est contrôlée par un héritage sédimentaire et structural important. Il en résulte que le niveau de décollement principal est moins profond à l'Ouest qu'à l'Est de la faille de Salon-Cavaillon. Cette géométrie favorise un comportement cassant et la rotation de blocs rigides à l'Ouest (rotation anti-horaire de la partie orientale des Alpilles), alors qu'il se développe des plis de propagation de grande amplitude (comme le Luberon) à l'Est. Le raccourcissement post-oligocène se traduit à l'Ouest de la faille de Salon-Cavaillon par la propagation de la déformation vers le Sud, mais de manière beaucoup moins marquée qu'à l'Est. La faille de Nîmes, à l'Ouest des Alpilles, semble être la limite occidentale du raccourcissement alpin. La cinématique sénestre de la faille de Nîmes suggère la rotation horaire de la partie occidentale de la Provence comprise entre les failles de Nîmes et de Salon-Cavaillon, ce qui pourrait également faciliter le mouvement de rotation observés dans les Alpilles.

L'étude de la tectonique récente a permis de mettre en évidence un changement de régime de contrainte au Plio-Quaternaire, qui se traduit par une propagation du raccourcissement vers le Sud, au

moins jusqu'au chaînon de la Fare, environ 20 km au Sud de celui de la Trévaresse, ainsi qu'une réactivation de structures à l'Est de la faille de la Moyenne Durance. La déformation plio-quaternaire en Provence semble être contrôlée par les forces de volume résultant de l'effondrement gravitaire des Alpes. Les marqueurs géologiques et géomorphologiques résultant de la crise de salinité messinienne sont d'excellents niveaux repères pour la quantification de ces déformations. Ils ont pu être imagés grâce à des outils géophysiques tel que la tomographie par résistivité électrique ou la mesure du bruit de fond sismique (H/V). Ils ont souvent permis une quantification précise des taux de déplacement, dont les valeurs n'excèdent généralement pas 0,1 mm/an. Les valeurs de déplacement vertical ont souvent été plus facilement déterminées. Elles sont de l'ordre de 0,02 à 0,05 mm/an sur la plupart des structures étudiées, tandis que les taux de déplacements horizontaux sont mal définis, à cause du manque de contraintes sur la géométrie des failles et de leur cinématique réelle, mais pourraient être plus importants sur les failles décrochantes, comme celle de la Moyenne Durance. Malgré ces taux de déformations faibles, la tectonique quaternaire est responsable de bouleversements morphologiques importants comme les deux détournements majeurs du cours aval de la Durance, dont le changement de cours de la plaine de la Crau au Nord des Alpilles ne peut pas être expliqué uniquement par des processus de géodynamique externe (érosion). Le modèle structural proposé permet d'expliquer quelle a pu être la contribution de la tectonique dans ces détournements. L'étude du canyon d'Oraison a ouvert des perspectives nouvelles concernant la cartographie du réseau hydrographique messinien de la Moyenne Durance, avec la découverte probable de marnes pliocènes marines, qui seraient le dernier témoin amont connu de la ria messinienne de la Durance. Cette étude a également permis de préciser les valeurs de la surrection liée au rebond isostatique des Alpes en Provence. Elle est de 40 à 150 m en fonction de l'éloignement relatif de la chaîne. Certaines des structures étudiées apparaissent complexes et nécessitent une étude plus approfondie, passant par la cartographie précise des failles et des marqueurs utilisés. C'est le cas par exemple de la terminaison méridionale de la faille de la Moyenne Durance qui présente une structure en « queue de cheval » avec plusieurs segments susceptibles d'être actifs.

L'étude de géomorphologie quantitative a mis en évidence le rôle prépondérant de l'érosion dans le contrôle de la morphogénèse en Provence, comme l'avait fait Champion (1999). Cependant, l'analyse détaillée des paramètres morphométriques a permis de distinguer des différences fondamentales entre certains chaînons et certaines zones au sein d'un même chaînon. La dissymétrie de la structure est enregistrée dans les valeurs des paramètres morphométriques pour le Luberon, alors qu'elle est beaucoup moins marquée pour les Alpilles, qui présentent un réseau de drainage plus mature, s'expliquant par la plus faible amplitude du relief. Le pli de Manosque, qui correspond à la partie orientale du Luberon, présente une morphologie différente du reste de la chaîne pouvant être interprétée comme résultant de déformations tectoniques plus intenses et/ou plus récentes, pouvant être accentuées par la tectonique salifère contrôlée par l'épaisse série d'évaporites oligocènes. Dans les Alpilles, le massif des Opies est également caractérisé par des valeurs de paramètres morphométriques suggérant un contrôle plus

important de la tectonique que pour le reste du chaînon. La quantification des processus d'érosion pour le Quaternaire a été réalisée grâce à l'étude de la concentration en ^{10}Be dans les terrasses alluviales de la plaine de la Crau. Elle a permis de mettre en évidence le rôle relatif des différents processus d'érosion entre les périodes glaciaires (prépondérance de la déflation éolienne) et interglaciaire (prépondérance de la décarbonatation). Les taux de dénudation calculés pour chaque type de période sont du même ordre de grandeur (40 m/Ma).

Cette thèse a donc contribué à enrichir la connaissance de la tectonique récente et de la morphogénèse de la Provence grâce à une approche pluri-disciplinaire (tectonique, géomorphologie, géophysique, forages, datation ^{10}Be ...) indispensable dans ce type de contexte où les vitesses de déformation sont très lentes, et que les outils classiques de la sismotectonique tel que la tectonique active, la géodésie et l'étude de la sismicité ne suffisent pas à caractériser convenablement.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Affolter, T., Gratier, J.-P., 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: The Jura case. *J. Geophys. Res.*, 109, B03404, doi:10.1029/2002JB002270.
- Aguilar, J.-P., Clauzon, G., 1979. Un gisement à mammifères dans la formation lacustre d'âge Miocène moyen du Collet-Redon. Implications stratigraphiques. *Palaeovertebrata - Montpellier*, 8, fasc. 5., p. 327-341.
- Aguilar, J.P., Clauzon, G., 1982. Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 915-920.
- Aguilar, J.-P., Clauzon, G., Michaux, J. 1989. La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs; état de la question et remarques sur les datations à l'aide des rongeurs. *Boll. Soc. Paleontol. It.*, 28 (2-3), p. 137-145.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude basins. *American Journal of Science*, 268, p. 243-263.
- Ahnert, F., 1984. Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, 284, p. 1035-1055.
- Ambert, P., 1973. Le vallon de Vautubière, paléo-tracé de l'Arc et ses implications morphologiques (Bouche-du-Rhône). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277, série D, p. 1287- 1290.
- Ambert, P., Clauzon, G., 1992. Morphogénèse éolienne en ambiance périglaciaire : les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France méditerranéenne). *Z. Geomorph. N. F., Suppl-Bd.* 84, p. 55-71.
- Ambert, P., Ambert, M., 1995. Altitude des lignes de rivages de l'Eutyrrhénien entre Alpes et Pyrénées. Conséquences néotectoniques. *Revue d'analyse spatiale quantitative et appliquée*, 38-39, p. 1-9.
- Ambert, P., Philip, H., Ritz, J-F., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti., Rolando Armijo. et Paul Tapponnier, "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)", *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327, p. 857-859.
- Amorèse, D., Lagarde, J.-L., Baroux, E., Font, M., Santoire, J.-P., 2009. Accurate analysis of the distribution of epicenters in Western Provence and Eastern Languedoc (Southern France). *Journal of Geodynamics*, 47,1, p. 20-29.
- Andreani, L., Loget, N., Rangin, C., Le Pichon, X., 2009. Late Eocene geometry and kinematics of the southern Provence foreland fold-and-thrust belt: relation with the Apennine and Alpine orogens. *EGU General Assembly*, 19-24 April 2009, Vienna, Abstract n°EGU2009-7631.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data set. *J. Geophys. Res.*, 89 (B7), p. 5835-5848.
- Angelier, J., 1991. Inversion directe et recherche 4-D : Comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 312, p. 1213-1218.
- Ansan, V., Mangold, N., 2006. New observations of Warrego Valles, Mars: evidence for precipitation and surface runoff. *Planetary and Space Science*, 54, p. 219-242.
- Argus, D., Gordon, R., DeMets, C., Stein, S. 1989. Closure of Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 5585-5602.
- Arnaud, H., 1988. Subsidence in certain domains of south-eastern France during the Ligurian Thetys opening and spreading stages. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 4, p. 725-732.
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics*, 25, p. 139-171.

- Arthaud, F., Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lyon (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23, p. 51-63.
- Arthaud, F., Laurent, P., 1995. Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-peys Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodynamica Acta*, 8, p. 142-157.
- Astier, J.-L., 1971. *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*. Ed. Masson, Paris, 269 pp.
- Aubouin, J., Chorowicz, J., 1967. Le chevauchement sud-provençal : de l'Etoile à la Sainte-Baume. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. IX, p. 600-608.
- Aubry, T., 2008. Utilisation de méthode géophysiques et application à la tectonique active en Provence. Mémoire de Master1, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 30 pp.
- Audra, P., Bigot, J.-Y., Mocochain, L., 2002. Hypogenic caves in Provence (France): Specific features and sediments. *Acta Carsologica*, 31, 3, p. 33-50.
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Benedetti, L., Malekzade, Z., Claude, C., Angeletti, B., Shabanian, E., Abbassi, R., 2009. Quaternary slip rate of the Kazerun and the Main Recent faults: active strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt. *Geophys. J. Int.*, 178, p. 524-540.
- Aydin, A., Basu, A., 2005. The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, p. 1-14.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline. Ventura basin, southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, p. 745-753.
- Baer, M., Deichmann, N., Braunmiller, J., Husen, S., Fäh, D., Giardini, D., Kästli, P., Kradolfer, U. Wiemer, S., 2005. Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2004. *Eclogae Geol. Helv.*, 98, p. 407-418.
- Baize S., Cushing, E.M., Lemeille, F., Granier, T., Grellet, B., Carbon, D., Combes, P. Hibsich, C., 2002. Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 175, 142 pp.
- Ballèvre, M., Lagabrielle, Y., Merle, O., 1990. Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the Western Alps. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, p. 27-236.
- Barbreau, A., Bodelle, J., Escalier des Orres, P., Mohammadioun, B., Vogt, J., Weber, C., 1976. Essai de confrontation de la sismicité historique et de données structurales nouvelles en Provence occidentale et centrale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XVIII, N°5, p. 1114-1117.
- Bard, E., Broecker, W.S., 1992. The last deglaciation: absolute and radiocarbon chronologies. In: *Global Environmental Change*, Springer-Verlag, Berlin.
- Barrier, E., Chamot-Rooke, N., Giordano, G., 2004. Geodynamic map of the Mediterranean. Commission for the Geological map of the world, CCGM.
- Baroux, E., 2000. Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud, Orsay, 327 pp.
- Baroux, E., Bethoux, N., Bellier, O., 2001. Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 145, p. 336-348.
- Baroux, E., Pino, N.A., Valensise, G., Scotti, O., Cushing, M.E., 2003. Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *J. Geophys. Res.*, 108 (B9), 2454, doi:10.1029/2002JB002348.

- Baudrimont, A. F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, p. 261-308.
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains - An active foreland fold-and-thrust belt ?, *Tectonophysics*, 321, p. 381-406.
- Bellier, O., Vergély, P., 1987. Etats de contraintes et tectogénèse cénozoïque du plateau calcaire de Basse Ardèche (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, p. 1379-1382.
- Bellier, O., Zoback, M.L., 1995. Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province, United States. *Tectonics*, 14, p. 564-593.
- Bellier, O., Sébrier, M., Beaudouin, T., Villeneuve, M., Braucher, R., Boulès, D., Siame, L., Putrango, E., Pratomo, I., 2001. High slip rate for low seismicity along the Palu-Koro active fault in central Sulawesi (Indonesia). *Terra Nova*, 13, p. 463-470.
- Benedicto, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du golfe du Lion (partie Nord), SE France. Thèse, Univ. Montpellier, 249 pp.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M., Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, vol. 15, 6, p. 1192-1212.
- Bergerat, F. 1985. Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. Thèse de doctorat, Univ. Paris VI.
- Bergerat, F., 1987. Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 6, p. 99-132.
- Bertrand, M., 1892. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique de France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. XIX-XX, p. 1051-1100.
- Bertrand, M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, X, 68, p. 397-467.
- Besson, D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Thèse, Ecole des Mines, Paris, 438 pp.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W. A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Laccarino, S., Jimenez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y., Wernli, R., 2005. Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Géosciences*, 337, p. 1045-1054.
- Bethoux, N., Tric, E., Chéry, J., Beslier, M.-O. 2008. Why is the Ligurian Basin (Mediterranean Sea) seismogenic ? Thermomechanical modeling of a reactivated passive margin. *Tectonics*, 27, TC5011, doi: 10.1029/2007TC002232.
- Biberon, B., 1988. Mécanismes et évolution de chevauchements à vergences opposées. Exemple des structures de la Sainte-Victoire (Provence). Thèse, univ. Grenoble, 188 pp.
- Billerey, A., 1960. Un rejeu quaternaire de la montagne Ste Victoire. *Méditerranée*, 2-3, p. 3-13.
- Billerey, A., 1962. Etude morphologique de la montagne Ste Victoire. *Geographica Helvetica*, 17, p. 274-282.
- Bishop, P., Bousquet, J.-C., 1989. The quaternary Terraces of the Lergue River and activity of the Cévennes fault in the lower Hérault Valley (Languedoc), southern France. *Z. Geomorph. N. F.*, 33, 4, p. 405-415.

- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19, 4, p. 449-473.
- Blanc, J.-J., 1951. Les formations détritiques de la Ciotat (Var). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, VI, p. 369-380.
- Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Strait assessing the size of a cataclysm. *Geodin. Acta* 15, p. 303-317.
- Blès, J.-L., Gros, Y., 1991. Stress field changes in the Rhône Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, 194, p. 265-277.
- Bodeur, Y., 1976. Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges, C. R. Acad. Sci. Paris, 282, série D, p 961-963
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M., Poupeau, G., 2000. Apatite fission track analysis in the Argentera massif: Evidence of contrasting denudation rates in the external crystalline massifs of the western Alps. *Terra Nova*, 12, p. 117-125.
- Bonnet, A., Bornand, M., 1970. Pédologie et Quaternaire dans la vallée du Rhône moyen. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire.*, 2-3, p. 105-116.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.-P., Van den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- Bornand, M., 1978. Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône, Thèse, Université du Languedoc. 329 pp.
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. The geometry of thrust systems. *AAPG Bull.*, 66, p. 1196-1230.
- Braucher, R., 1998. Utilisation du ¹⁰Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone intertropicale. Thèse. Univ. Aix-Marseille III.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced ¹⁰Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, p. 251-258.
- Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A.J., Bourlès, D. L., 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ¹⁰Be depth profile: A mathematical proof of uniqueness. *Model sensitivity and applications to natural cases. Quaternary Geochronology*, 4, p. 56-67.
- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L., Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ¹⁰Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 209, p. 197-214.
- Brown, E.T., Bourles, D.L., Colin, F., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Desgarceaux, S., 1995. Evidence for muon-induced in situ production of ¹⁰Be in near-surface rocks from the Congo. *Geophysical Research Letters*, 22, p. 703-706.
- Burkhard, M., 1990. Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (subalpine Molasse to Jura fold belt), *Eclogae Geol. Helv.*, 83 (3), p. 559-583.
- Busser, T., Pachoux, A., 1966. Contribution à l'étude géologique des chaînons compris entre l'Arc et la vallée de Lambesc à l'Ouest d'Aix-en-Provence (Bouche du Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. VIII, p. 786-792.
- Calais, E. et al. : groupe REGAL, 2001. Un réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales et leur avant-pays, premiers résultats, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t 172, 2, p. 141-158.

- Calais, E., Nocquet, J.M., Jouanne, F., Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, 30, p. 651–654
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, J.-M., 2003. Evidence for a post-3.16 Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions ? *Earth Plan. Sc. Lett.*, 216, p. 81-92.
- Carbon, D., Combes, P., Cushing, M., Granier, T., 1993. Enregistrement d'un paléoséisme dans des sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation, *Géol. Alpine*, 69, p. 33-48.
- Carey, E., Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de faille. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279, p. 891-894.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de faille. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, p. 57-66.
- Catzigras, F., Colomb, E., Gervais, J., Gouvernet, C., L'Homer, A., Masse, J.-P., Rousset, C., Roux, M., 1975. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille d'Eyguières, BRGM, Orléans.
- Catzigras, F., Durand, J-P, Gervais, J., Gouvernet, C., Masse, J.-P., Rousset, C., Triat, J.-M., Truc, G., 1977. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille de Chateaurenard, BRGM, Orléans.
- Cavelier, C. (coord.) et al., 1984. Paléogène. in Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhart, M.-J. (eds) : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mémoire BRGM, 125, p. 421-425.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H.D., Schlunegger, F., Rahn, M.K., 2004. Climate induced rebound and exhumation of European Alps. *Geology*, 32, p. 709–712.
- Cerling, T.E., Craig, H., 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. *Ann. Res. Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, p. 57-66.
- Champagnac, J.-D., Sue, C., Delacou, B., Burkhard, M., 2004. Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. *Terra Nova*, 16 (4), p. 232-242.
- Champagnac, J.-D., Molnar, P., Anderson, R. S., Sue, C., Delacou, B., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic response rebound in the western Alps. *Geology*, 35, p. 195-198.
- Champagnac, J.-D., Van der Beek, P., Diraison, G., Dauphin, S., 2008. Flexural isostatic response of the Alps to increased Quaternary erosion recorded by foreland basin remnants, SE France. *Terra Nova*, doi: 10.1111/j.1365-3121.2008.00809.
- Champion, C., 1999. Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène. Thèse, Univ. Aix-Marseille III, 213 pp.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, 13, p. 67-85.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 1996. Carte géologique de la France au 1/1 000 000. Ed. BRGM, Orléans.
- Chardon, D., Bellier, O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, (5), p. 497-510.
- Chardon, D., Hermitte, D., Nguyen, F., Bellier, O., 2005. First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology*, 33 (11), p. 901-904.

- Chardon, D., Hermitte, D., Parisot, J.-C., Dusouillez, P., Nguyen, F., 2009. Geology, Tectonic Geomorphology and Seismic Hazard of the Trévaresse fault, the source of the 1909 Lambesc Earthquake. Internat. Conf. Provence'2009, 6-8 july, Aix-en-Provence, paper#99.
- Chen, Y.-C., Sung, Q., Cheng, K., 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56, p. 109–137.
- Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315, II, p. 861-866.
- Choukroune, P., Ballèvre, M., Cobbold, P.R., Gautier, Y., Merle, O., Vuichard, J.-P. 1986. Deformation and motion in the western Alpine Arc. *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- Chumakov, I. S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt, Deep Sea Drill Project, Initial report, Washington, 13, part. 2, p. 1242-1243.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. Deep Sea Drill Project, Initial report, Washington, 13, part. 2, p. 1251-1256.
- Clauzon, G., 1975. Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 280, série D, p. 2433-2436.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var Canyon (Provence, southern France) : paleogeographic implications. *Marine Geology*, 27, 3-4, p. 231-246.
- Clauzon, G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, p. 15-40.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du « dessicated deep basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 24, p. 231–246.
- Clauzon G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son Piémont : l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). *Montagnes et Piémonts*, Toulouse, R.G.P.S.O.
- Clauzon, G., Robert, C., 1984. La sédimentation argileuse du miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron/Basse Durance (Provence, France) : implications paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, 2, p. 205-224.
- Clauzon, G., 1988. Le néogène du bassin de Cucuron / Basse-Durance. Livret guide de l'excursion « Neogène Durancien », Asso. Géol. Sud-Est (AGSE). 36 pp.
- Clauzon, G., Aguilar J.-P., Michaux J., 1987. Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chrono-stratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.305, série II, p. 133-137.
- Clauzon, G., Rubino, J.-L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. Field trip Guide Book. Publication ASF, 23, p. 145-222.
- Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie* 1, p. 3–22.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24, p. 363–366.
- Clauzon, G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys.*, 28, p. 33-44.

- Clauzon, G., Fleury, J., Schlupp, A., 2004. Evolution géodynamique du Bas-Rhône (section Orange/Beaucaire) depuis 6 Ma. Rapport interne CEA. 89 pp.
- Clauzon, G., Fleury, J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L., Aguilar, J.-P., soumis. Tectonics and morphogenesis of northern Provence during the Miocene: a morphostructural study of the Luberon (Vaucluse). *Bull. Soc. Geol. Fr.*
- Collombet, M., Thomas, J. C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J. P., Gratier, J.-P., 2002. Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: New insights from paleomagnetic data. *Tectonics*, 21, p. 352-366.
- Collot, L., 1880. Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Thèse, Univ. Montpellier.
- Collot, L., 1891. Plis couchés de la feuille d'Aix. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. XIX, p. 1134-1152.
- Colomb, E., Gervais, J., Rouire, J., 1967. Sur la tectonique post-Miocène entre Lambesc et Pélissanne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. IX, p. 593-595.
- Colomb, E., Gervais, J., Puissegur, J.-J., Roux, R.-M., 1969. Présence de niveaux à faune d'âge rissien sous le cailloutis de la Crau de Miramas. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, p. 1683-1685.
- Colomb, E., Gervais, J., Roux, R.-M., 1970. Les cailloutis quaternaires des environs de Grans (B.-du-Rh). *Bulletin du muséum d'histoire naturelle de Marseille*, 30, p. 165-188.
- Colomb, E., Roux, R.-M., 1978. La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géologie méditerranéenne*, tome V, n°3, p. 303-324.
- Colomb, E., Roux, R.-M., 1986. La Crau, histoire Plio-Pléistocène. *Méditerranée*, 3, p. 31-42.
- Combaluzier, C. 1932. Le Miocène de la Basse-Provence. *Bulletin du Service de la carte géologique de France*, 35, 170 pp.
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relation avec la sismicité, Thèse, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 182 pp.
- Combes, P., Grellet, B., 1991. Fichier des indices de déformation avec rupture de surface dans le Quaternaire – 1^{ère} partie. Rapport GTS/CEA/0191/02. Geotecsis.
- Combes, P., Carbon, D., Cushing, M., Granier, T., Vaskou, P., 1993. Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 317 (Série II), p. 689-696.
- Combes, P., Grellet, B., 1996. Interprétation géologique des segments de failles de la Moyenne Durance entre Ste Tulle et St Euchère d'après les profils sismiques Elf (1971). Rapport GeoTer pour le projet ITER. Non publié.
- Coppolani, M.-F., Guieu, G., Rousset, C., 1973. Données nouvelles sur la paléogéographie miocène et la néotectonique en basse Provence occidentale. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, 276, p. 493-496.
- Corroy, G., 1957. La montagne Sainte Victoire. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 251, p. 1-45.
- Corroy, G., Tempier, C., Durand, J.-P., 1964. Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 258 (D), p. 1556-1557.
- Cushing, E.M., Bellier, O., 2003. La Faille de la Moyenne Durance : précision concernant le tracé en surface de la faille entre Pertuis et Château Arnoux. Note technique n°03-21, 16 pp., 1 Annexe, 1 carte au 1/100.000.

- Cushing, E.M., Volant, P., Baize, S., Bellier, O., Revil, A., Mocochain, L., Guignard, P., Dussouillez, P., Fleury ; J., Clauzon, G., Siame, L., 2005. Estimation de l'aléa sismogénique d'une faille active du SE de la France : quantification long-terme de la vitesse de glissement. La faille d'Aix dans le secteur de Meyrargues. Rapport IRSN DEI/SARG/2005-015, 62 pp.
- Cushing, E.M., Bellier, O., Nechtschein, S., Sébrier, M., Lomax, A., Volant, P., Dervin, P., Guignard, P., Bove, L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-dipping fault for seismic hazard assessment. The exemple of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.*, 172, p. 1163-1178.
- Curnelle, R., Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, (t. II-4), p. 529-546.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Can. J. Earth Sci.*, 6, p. 743-757.
- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. *Geographical Journal*, 14, p. 481-504.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhart, M.-J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 125 et 126, 615 pp.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, p. 105-123.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2004. Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. *Geophys. J. Int.*, 158, (2), p. 753-774.
- Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., Burkhard, M., 2005. Origin of the current stress field in the Western/Central Alps: role of gravitational re-equilibration constrained by numerical modeling. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 243, p. 295-310.
- Delcaillau, B., Desfontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T., Lee, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold: Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24, p. 263-290.
- Delcaillau, B., 2004. Reliefs et tectonique récente, nouveau précis de géomorphologie, Vuibert, Paris, 259 pp.
- Delcaillau, B., Carozza, J.-M., Laville, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: The Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology*, 76, p. 241-256.
- Delcaillau, B., Laville, E., Carozza, J.-M., Dugué, O., Charroud, M., Amrhar, M., 2007. Morphotectonic evolution of the Jebel Bou Naceur in the South Middle Atlas Fault Zone (Morocco). *C.R. Géosciences*, 339, p. 553-561.
- Demarcq, G., 1960. Distinction entre les nappes miocènes et pliocènes de conglomérats à galets calcaires impressionnés dans la vallée du Rhône. *C. R. des collaborateurs, Bull. Carte Géol. Fr.*, p. 319-338
- Demarcq, G. 1970. Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. BRGM* 61, 257 pp.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, p. 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S. 1994. Effects of recents revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of crurent plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, p. 2191-2194.
- Desmaison, Y.-L., Nicot, E., Guilhaumou, N., 1988. Le matériel triasique inséré dans les Terres noires : arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-Les-Baronnies. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (8), IV, 5, p. 759-770.
- Destombes, J.-P., 1962. Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 266, 108 pp.

- Dézes, P., Ziegler, P.A., 2002. Moho depth map of Western and Central Europe. Sur <http://www.unibas.ch/eucor-urgent>.
- Dorkel, A., Grégoire, J.-Y., Belleville, J.-M., Pachoud, A., Savomin, J., Destombes, J.-P., Roch, E., de Peyronnet, P., Demarcq, G., 1966. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Reillanne. BRGM, Orléans.
- Dubar, M., 1983. Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la Moyenne Durance ; interprétations géodynamiques et paléogéographiques. Thèse d'Etat, Univ. Provence, Aix-Marseille I, 465 pp.
- Dubar, M., 1984. Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XXVI, 5, p. 971-978.
- Dubar, M., Semah, F., 1986. Paleomagnetic Data Bearing on the Age of High Terrace Deposits (Durance sequence) in Alpine Valleys of Southeastern France. *Quaternary research*, 25, p. 387-391.
- Dubar, M., Aguilar, J.-P., Chaline, J., Michaux, J., Semah, F., 1998. Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques. *Géologie de la France*, p. 57-68.
- Dubar, M., Innocent, C., Sivan, O., 2008. Radiometric dating (U/Th) of the lower marine terrace (MIS 5.5) west of Nice (French Riviera): Morphological and neotectonic quantitative implications. *C. R. Géosciences*, 340, p. 723-731.
- Dubois, P., 1964. Reconnaissance stratigraphique et tectonique du Miocène de la Provence Occidentale., *Rap. Compagnie d'Exploration Pétrolière*, Marseille.
- Dubois, P., 1966. Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, p. 793-801.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J.L., B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M., Albarède, F., 1997. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, p. 586-589.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L., Phipps Morgan, J., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, p. 602-606.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Harris, C., 2004. Magmatic evolution of the Alboran region: the role of subduction in forming the Western Mediterranean and causing the Messinian salinity crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, p. 91-108.
- Dughi, R., Sirugue, F., 1957. La limite supérieure des gisements d'œufs de Dinosauriens dans le bassin d'Aix-en-Provence. *C.R. Acad. Sc.*, 245, p. 907.
- Dunne, T., Leopold, L.B., 1978. *Water in Environmental Planning*. W. H. Freeman, New York, 818 pp.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 27, (1-2), p. 3-12.
- Durand, J.-P., Tempier, C., 1961. Sur la présence de faciès du type purbeckien sur le versant méridional du chaînon de Sainte-Victoire, près d'Aix-en-Provence. *C. R. Som. Soc. Geol. Fr.*, p. 122-123.
- Durand, J.-P., Guieu, G., 1980. Le cadre structural du bassin de l'Arc. *Revue de l'Industrie minière*, Supplément du N° de juin, p.3-12.
- Dutour, A., Philip, H., Jaurand, E., Combes, P., 2002. Mise en évidence de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du Mont Ventoux (Provence occidentale, France). *C. R. Géoscience*, 334, p. 849-856.

- Duval, A.M., 1994. Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond : Evaluation expérimentale. Thèse de Doctorat, Univ. Paris 6 Marie Curie, 265 pp.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processus in coastal California. *J. Geophys. Res.*, 109, F03002, doi:10.1029/2003JF000086.
- Edel, J.B., 1980. Etude paléomagnétique en Sardaigne conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg.
- Elliott, D., 1983. The construction of balanced cross sections. *J. Struct. Geol.*, 5 (2), p. 101.
- Ervin, P.C., 1977, Theory of the Bouguer anomaly. *Geophysics*, 42, p. 1468.
- Espurt, N., Hippolyte, J.-C., Bellier, O., Molliex, S., Fleury, J., 2009. Geometry and kinematic evolution of the Sainte-Victoire range (Provence, France). Is it an active structure? *Internat. Conf. Provence' 2009*, Aix-en-Provence, 6-8 July, paper #062.
- Evin, J., Marechal, J., Marien, G., 1983. Lyon natural radiocarbon measurements IX. *Radiocarbon*, 25, 1, p. 59-128.
- Faccenna, C., Jolivet, L., Piromallo, C. and Morelli, A., 2003. Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle. *J. Geophys. Res.*, 108 (B2, 2009).
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.G., Chiu, T.-C, Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M., Nadeau, M.-J., 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 Years B.P. based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, 24, p. 1781-1796.
- Ferhat, G., Feigl, K., Ritz, J.-F., Souriau, A., 1998. Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947-1994, *Earth. Plan. Sc. Lett.*, 159, p. 35-46.
- Ferrandini, J., 1976. Géologie et géotechnique du chaînon de la Fare (Bouches-du-Rhône, France). Thèse, Univ. Provence.
- Fitzgerald, P. G., Munoz, J. A., Coney P. J., Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Central Pyrenees: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, p. 157-170.
- Flandrin, J., 1964. Carte géologique de la France : feuille de Sederon au 1/50000. Ed. BRGM, Orléans.
- Flandrin, J., 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), VIII, p. 376-386.
- Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge, *Water Resour. Res.*, 10, p. 969–973.
- Fontannes, F., 1882. Note sur l'extension de la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, s.4, n°3, p. 321-341.
- Ford, M., Stahel, U., 1995. The geometry of a deformed varbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, 14, n°5, p. 1393-1410.
- Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. *Journal of Geological Society, London*, 163, p. 815-826.
- Fournier, M., Agard, P., Petit, C., 2008. Micro-tectonic constraints on the evolution of the Barles half-window (Digne nappe, southern Alps). Implications for the timing of folding in the Valensole foreland basin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 179, n°6, p. 551-568.

- Fries, G., Parize, O., 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian paleomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology*, 50, 6, p. 1231-1270.
- Frise, C., 2005. Evaluation de l'aléa sismique de la faille de la Moyenne Durance : application de la méthode de Nakamura pour la détection d'un marqueur géologique. Rapport IRSN, DEI/SARG/2005-027, 45pp.
- Fu, B., Awata, Y., Du, J., He, W., 2005. Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet. *Geomorphology*, 71, p. 278-292.
- Gabert, P., 1965. Phénomènes périglaciaires du quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'étang de Berre (Basse-Provence occidentale). 90ème congrès des sociétés savantes, 2, p. 75-88.
- Garcés, M., Krijgsman, W., Agusti, J., 2001. Chronostratigraphic framework and evolution of the Fortuna basin (Eastern betics) since the late Miocene. *Basin Research*, 13, p. 199-216.
- Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., MacFadden, B.J., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 241, p. 543-556.
- Gattacceca J., 2001. Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. Thèse Doct. Géol. E.N.S. des Mines de Paris. Mémoire Sc Terre E.N.S. des Mines de Paris, 41, 299 pp.
- Gattacceca J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 258, p. 359-377.
- Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Turcotte, D.L., 1989. River offsets across active strike-slip faults. *Annales Tectonicae*, III, 2, p. 55-76.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J., Vioilanti, I. D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, 318, p. 1103-1109.
- Gaviglio, P., Bigarré, P., Baroudi, H., Piguet, J.-P., Monteau, R., 1996. Measurements of natural stresses in a Provence Mine (Southern France). *Engng. Geology*, 44, p. 77-92.
- Germain, C., Liouville, M., de Bouchony, P., Roch, E., Demarcq, G., 1966. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Cavaillon. BRGM, Orléans.
- Ghafiri, A., Sauret, B., Rosique, T., Blès, J.L., Sébrier, M., 1993. Mise en évidence d'un paléoséisme sur la faille de la Moyenne Durance. *Géologie alpine, série spéciale résumés de colloques*, n°2, p. 24-25.
- Ghafiri, A., 1995. Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. Thèse de doctorat, Univ. Paris-XI (Orsay).
- Gidon, M., 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, p. 4-21.
- Gidon, M., 1979. Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du Massif du Pelvoux. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.288, p. 803-806.
- Gidon M., Pairis J.-L., 1992. Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclogae geol. Helv.*, Vol.85/2, p. 327-359.
- Gignoux, M., 1925. *Géologie stratigraphique*. Masson et Cie, Paris.
- Gigot, P., Thomel, G., Mercier, H., Colomb, E., Dubar, M., Dufay, D., Demay, L., 1982. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Forcalquier. BRGM, Orléans.
- Gilbert G.K., 1885. The topographic features of the shorelines. *U.S. geol. Surv. Rap.*, Washington, 5, p. 75-123.

- Goguel, J., 1932. Description géologique du Luberon. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., XXXVI, 186, p. 1-74.
- Goguel, J., 1944. Description géologique des Alpilles. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., XLIV, 214, p. 1-28.
- Goguel, J., 1947. Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLVI, n°223, p. 1-46.
- Goguel, J., 1963 : L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 20-33.
- Gosse, J. C., Phillips, F. M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews, 20, p. 1475-1560.
- Gouvernet, C., 1959. Evolution Géologique des relations Bas-Rhône - Basse Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. Ann. Fac. Sc. Marseille, 29, p. 273-279.
- Gouvernet, C., Gueirard, S., Catzigras, F., Colomb, E., Gervais, J., Blanc, J.-P., Busser, T., Grégoire, J.-Y., Lambert, C., Rouire, J., 1968. Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille de Salon-de-Provence, BRGM, Orléans.
- Graciansky (de), P.C, Poag, et al., 1985. Initial reports DSDP, 80, Washington D.C., Gov. Print. Off., 1258 pp.
- Graciansky (de) P.C, Arnaud, H., Busnardo, R., Dardeau, G., Gerlier, A., Lemoine, M., Mascle, G., Philip, J., 1987 : Rifting et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du Golfe du Gascogne. C. R. Acad. Sc. Paris, D, 305, II, p. 711-713.
- Graciansky (de), P.C, Lemoine, M., 1988. Early Cretaceous tectonics in the southwestern French Alps : A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. Bull. Soc. Géol. Fr, 5, p. 733-737.
- Granet, M., Stoll, G., Dorel, J., Achauer, U., Poupinet, G., Fuchs, K., 1995. Massif Central (France): new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. Geophys. J. Int., 121, p. 33-48.
- Granier, J., 1966. Stratigraphie et faune des dépôts astiens des gorges du Régalon, à Chaval-Blanc (Vaucluse). Bull. Soc. Et. Sci. Nat. Vaucluse, 63, p. 35-45.
- Grandjean, G., Ménéchet C., Debégli N., Bonijoly D., 1998, Insuring the quality of gravity data, EOS Trans. American Geophysical Union, 79, p. 217-221.
- Gratier, J.-P., Ménard, G., Arpin, R., 1989. Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpine of the western Alps, in Alpine Tectonics, Geological Society of London Special Publication 45, p. 65–81, eds Coward, M., Dietrich, D. & Park, R.G., The Geological Society, London.
- Grellet, B., Combes, P., Granier, T., Philip, H., 1993. Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. Mém. Soc. Géol. France, 1, 164 pp.
- Grellet, B., Combes, P., 1995. Etude tectonique du chevauchement de Vinon : Analyse de la déformation récente en termes de paléosismicité. Rapport GEO-TER, GTR/CAD/1195-42, 54 pp. Non publié.
- Griffiths, D.H., Barker, R.D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29, p. 211-226.
- Guéguen, P., Chatelain, J.L., Guillier, B., Yepes, H., 2000. An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio. Elsevier SDEE, 19, p. 127-133.
- Guellec, S., Mugnier, J. L., Tardy, M., Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced crosssections, in Deep Structure of the Alps, Vol. Spec. Soc. Geol. Ital., vol. 1, edited by F.Roure, P.Heitzmann, and R. Polino, p. 165 – 184, Soc. Geol. Ital., Rome.

- Guieu, G., 1967. Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 610-630.
- Guieu, G., 1968. Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse, Univ. Provence, Marseille, 604 pp.
- Guieu, G., Rousset, C., 1978. Structures, paléostrutures, paléogéographie et genèse des bauxites, en Provence. *Bull. BRGM*, 2, section II, n°3, p. 311-322.
- Guieu, G., Roussel, J., 1990. Conséquence possible de l'extension crustale pré-oligocène en Provence méridionale : la mise en place gravitaire des chevauchements. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, p. 485-492.
- Guignard, P., 2002. Géométrie et cinématique de la terminaison méridionale du segment central de la faille de la Moyenne Durance (zone Beaumont-de-Pertuis et Mirabeau), Mémoire de DEA, Univ. Aix-Marseille 3.
- Guignard, P., Bellier, O., Chardon, D., 2005. Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). *C. R. Geosciences*, 337, p. 375-384.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Münch, P., Borgomano, J., Viseur, S., Hollender, F., Epting, W., 2009. Preparing "from fault to site" ground motion simulations: exemple of a high resolution 3D geological model including the Middle Durance Fault (SE France). *Internat. Conf. Provence'2009. Aix-en-Provence*, 6-8 July, paper #123.
- Guzzetti, F., Marchetti, M., Reichenbach, P., 1997. Large alluvial fans in the north-central Po plain (Northern Italy). *Geomorphology*, 18, p. 119-136.
- Hack, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 294-B, p. 45-97.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, p. 1156-1167.
- Harbor, D.J., 1998. Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier River, Utah. *J. Geol.*, 196, p. 181-198.
- Haug, E., 1925. Les nappes de charriages de la Basse Provence, 1^o partie. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de France*, 304 pp.
- Hippolyte, J.-C., Nury, D., Angelier, J. and Bergerat, F., 1991. Relation entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bulletin de la société géologique de France*, 162(6), p. 1083-1094.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Nury, D., Bergerat, F., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, 226, p.15-35.
- Hippolyte, J.-C., Dumont, T., 2000. Identification of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France). *Terra Nova*, 12, p. 156-162.
- Hippolyte, J.-C., 2001. Palaeostress and neotectonic analysis of heared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. *J. Struct. Geol.*, 23, p. 421-429.
- Hippolyte, J.-C., Clauzon, G., Bellier, O., Larroque, C., Molliex, S., 2008. Reconstitution du réseau hydrographique messinien et quantification de la déformation récente dans les Alpes du Sud (Nappe de Digne, Arc de Nice). *Géodynamique et paléogéographie de l'aire méditerranéenne au Mio-Pliocène : l'interférence eustatisme-tectonique*, Villerbanne, 5-6 may, Abstract book p.44
- Hodell, D.A., Elmsstrom, K.M., Kennett, J.P., 1986. Latest Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and the "Messinian salinity crisis". *Nature*, 320, p. 411-414.

- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic: Paleoceanography, 16, p. 164-178.
- Hollender, F., Cushing, M.E., Molliex, S., Fleury, J., Bollinger, L., Combes, P., Renoux, P., Bellier, O., Hanot, F., Terrier, M., Guyonnet-Benaize, C., 2009. Deep geometry of the Middle Durance Faults system (SE of France : reprocessing and new interpretation of reflection seismic sections. Intern. Conf. Provence'2009, 6-8 July, Aix-en-Provence, paper #130.
- Hollender, F., André, M., Caillot, V., Guyonnet-Benaize, C., Bard, P.-Y., Lacave, C., 2009. Ambient variation H/V technique on sites characterized by a high daily-variation of noise level: the example of Cadarache. Internat. Conf. Provence'2009. 6-8 July, Aix-en-Provence. Paper #124.
- Homand, F., Souley, M., Gaviglio, P., Mamane, I., 1997. Modelling Natural Stresses in the Arc Syncline and Comparison with in situ Measurements. Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 34, 7, p. 1091-1107.
- Hooke, R.L., 1968. Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basin. Am. J. Sci., 266, p. 609-629.
- Hovius, N., 1995. Macro scale process systems of mountain belt erosion and sediment delivery to basins, Univ. of Oxford.
- Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands, Geol. Soc. Am. Bull., 94, p. 739–752.
- Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution, Water Resour. Res., 30, p. 2261-2285.
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. J. Geophys. Res., 99, p. 13971–13986.
- Hsü, K.J., Cita, M., Ryan, B., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.F.B., Hsü, K.J., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, p. 1203–1231.
- Hsü, K.J., 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. Nature, 267, p. 399–403.
- Hurtrez, J.-E., Lucazeau, F., 1999. Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France), C. R. Acad. Sc. Earth and Planetary Sciences, 328, p. 687–694.
- Hurtrez, J.E., Sol, C., Lucazeau, F., 1999. Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (central Nepal). Earth Surface Processes and Landforms 24, p. 799–808.
- Jokipii, J.R., 1995. Study of cosmic rays reveals secrets of Solar-Terrestrial science, EOS Trans., AGU, 76, 100 pp.
- Jolet, P., 1996. Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée silicoclastique : le Turonien de Provence. (SE France). Thèse de doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 178 pp.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics, 19(6), p. 1095-1106.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.-M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. Sedimentary Geology, 188-189, p. 9-33.
- Jorda, M., Provansal, M., 1992. La montagne Sainte-Victoire. Structure, relief et morphogénèse antérieure au Postglaciaire, Méditerranée, 1-2, p. 17-28.

- Jouanne, F., Ménard, G., Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains : Data from leveling comparisons. *Tectonics*, 14 (3), p. 606-616.
- Julia, S., 2003. Etude géologique du chaînon de la Fare-Lançon. Mémoire de Magistère 2, Lyon, 41 pp.
- Kilian, W., 1892. Sur l'existence de phénomène de recouvrement aux environs de Greoulx (Basse-Alpes) et sur l'âge de ces dislocations. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 115, p. 1024-1026.
- Kirkby, M.J., 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation. *Spec. Publ. Inst. Br. Geogr.*, 3, p. 15-30.
- Konno K., Ohmachi T., 1998. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), p. 228-241
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, p. 652-655.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I., Kazmer, M., 2000. Postcollisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int. J. Earth Sci.*, 91, p. 818-837.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Szekely, B., Dunkl, I., Kazmer, M., 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: Tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences*, 91, p. 818-837.
- Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brugel, A., Spiegel, C., Frisch, W., 2006. From source terrains of the eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. *Tectonophysics*, 413, p. 301-316.
- Jansen, J.M.L., Painter, R.B., 1974. Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*, 21, p. 371-380.
- Lacassin, R., Meyer, B., Benedetti, L., Armijo, R., Tapponnier, P., 1998. Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 326, p. 807-815.
- Lacassin, R., Tapponnier, P., Meyer, B., Armijo, R., 2001. Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, 333, p. 571-581.
- Lacombe, O., Angelier, J., Laurent, P., 1992. Détermining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France). *Tectonophysics*, 201, p. 141-156.
- Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, 24: TC1003, doi : 10.1029/2004TC001673.
- Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In: Sitte, K. (Ed.), *Handbuch der Physik*. Springer, Berlin, p. 551-612.
- Lal, D., 1988. In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 355-388.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, p. 424-439.
- Lambert, I., Levret-Albaret, A., Cushing, M., Durouchoux, C., 1996. *Mille Ans de Séismes en France*, Ouest Eds., Paris.
- Lapparent (de), A.F., 1950. Types variés de plis de couverture en basse Provence orientale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), t. XX, p. 323-333.

- Larroque, C., Delouis, B., Godel, B., Nocquet, J.-M., 2009. Active deformation at the southwestern Alps – Ligurian basin junction (France-Italy boundary): Evidence for recent change from compression to extension in the Argentera massif. *Tectonophysics*, 467, 1-4, p. 22-34.
- Larue, J.-P., 2008. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley exemple. *Geomorphology*, 93, p. 398-420.
- Laugier, B., 2002. Structure et évolution morphologique de l'anticlinal des Alpilles : implications néotectoniques. Mémoire de DEA, Univ. Aix-Marseille III, 41 pp.
- Lavé, J., Avouac, J.-P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 5735–5770.
- Leenhardt, O., Roux, M.-R., 1967. Morphologie du substratum de l'étang de Berre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX, p. 88-92.
- Leleu, S., 2005. Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. Thèse de doctorat. Univ. Louis Paster. Strasbourg. 222 pp.
- Leleu, S., Ghienne, J.-F., Manatschal, G., 2009. Alluvial fan development and morpho-tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (Late Cretaceous-Paleocene), Provence, France. *Basin research*, 21, 2, p. 157-187.
- Lemoine, M., 1984 : La marge occidentale de la Thétys ligure. In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Boillot G. (ed), Masson, Paris, part. 3, p. 157-248.
- Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. *Tectonophysics*, 133, p. 305-320.
- Lemoine, M., de Graciansky, P.-C., Tricart, P., 2000 De l'océan à la chaîne de montagnes. *Tectonique des plaques dans les Alpes*, Gordon and Breach Science Publishers.
- Leopold, L.B., Maddock, T., 1953. Hydraulic geometry of streams and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 252, 57 pp.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M.J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 218, p. 111-131.
- Le Pichon, X., 2004. La déformation active du SE de la France : Résumé des cours. Conférences publiques du Collège de France, Aix-en-Provence, 23-24 mars, p.3.
- Le Pichon, X., Rangin, C., Andreani, L., 2009. Geodynamics of the France Southeast basin. *Internat. Conf. Provence' 2009 - Aix-en-Provence (France) - July, 6-8, 2009, Paper #119*.
- Levret, A., Backe, J.C., Cushing, M., 1994. Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Natural Hazards*, 10 (1–2), p. 19–46.
- Liouville, M., 1997. Coupe géologique des Monts de Vaucluse au val de Durance, dans Moutier L., Balme, C., 1997. Carte géologique du Parc régional du Luberon à 1/100000. Editions BRGM.
- Lippitsch R, Kissling E, Ansorge J, 2003. Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JB002016.
- Loget, N., Van den Driessche, J., Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, 17, p. 414-419
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2009. Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, 106, p. 376-382.

- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44, p. 131-152.
- Lory, P., 1887. Etudes géologiques dans les Alpes françaises et dans l'Ardèche. III : Feuilles de Die, Gap, et Vizille (année 1895). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. IV, fasc. 1, p. 33-37.
- Luo, W., 2000. Quantifying ground-water-sapping landforms with a hypsometric technique. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 1685–1694.
- Luo, W., 2002. Hypsometric analysis of Margaritifer Sinus and origin of valley networks. *J. Geophys. Res.*, 107, p. 1–10.
- Madritsch, H., Schmid, S., Fabbri, O., 2008. Interactions between thin- and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Tectonics*, 27, TC5005, doi : 10.1029/2008TC002282.
- Marthaler, M., 2001. Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. Edition LEP, Le Mont sur Lausanne, 96 pp.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C., 2000. The last Iberian Atlantic–Mediterranean gateway: the Messinian Guadalhorce corridor. *Terra Nova* 13, 418–424.
- Maruyama, T., Lin, A., 2000. Tectonic history of the Rokko active fault zone (southwest Japan) as inferred from cumulative offsets of stream channels and basement rocks. *Tectonophysics*, 323, p., 197-216.
- Masce, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Delpech, P-Y., Dubois, P., Gidon, M., de Graciansky, P-C., Kerchkove, C., Lemoine, M., 1988. Salt tectonics, Thetyan rifting and Alpine folding in the french Alps. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (8), IV, 5, p. 747-758.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13941–13956.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, XVIII, 1, p.49-66.
- Masse, J.-P., Fenerci, M., Pernacic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates. The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 200, p. 65-81.
- Mattauer, M., 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne, *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 10, p. 3-11.
- Mattauer, M., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla, Benedetti., Rolando Armijo. et Paul, Tapponnier., "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)", *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327, p. 859.
- Mattauer, M., 2002. Commentaire sur l'article « Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence » par A. Schlupp, G. Clauzon, J.Ph. Avouac. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 173, p. 595.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics* 15, p. 356-375.
- Meckel, L. D., Ford, M., Bernouilli, D., 1996. Tectonic and sedimentary evolution of the Devoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France*, n°2, p. 3-26.

- Ménard, G., 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse Univ. Grenoble.
- Ménard, G., 1980. Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France., C. R. Acad. Sc. Paris, 290, p. 299-302.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: Les Alpes occidentales et centrales, Thèse d'état, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 278 pp.
- Ménard, G., Molnar, P., 1988. Collapse of the Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province. *Nature*, 334, p. 235-237.
- Mercier, H., 1978. Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. Thèse, Univ. Grenoble, 398 pp.
- Michon, L., Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central Rift; Spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, 2, p. 201-211.
- Milliman, J.D., Syvitski, P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the Ocean: The importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 100, p. 525-544.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*, 188-189, p. 219-233.
- Mocochain, L., 2007. Les manifestations géodynamiques -externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate forme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille I.
- Molliex, S., Bellier, O. Clauzon, G., Siame, L., Hollender, F., 2007. Miocene to present tectonics and associated morphological responses in a slow deformation domain (Provence, SE France). EGU General Assembly, 15-20 April 2007, Vienna, Austria. Vol. 9, 04443.
- Molnar P., Lyon-Caen H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 218, p. 179-207.
- Montgomery, D.R., Gran, K.B., 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.*, 37, p. 1841-1846.
- Montgomery, D.R., Balco, G., Willet, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29, p. 579-582.
- Morabito, J., 1967. Evolution tectonique des régions du bas Verdon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), IX, p. 585-592.
- Morhange, C., Provansal, M., Vella, C., Arnaud, P., Bourcier, M., Laborel, J., 1998. Montée relative du niveau de la mer à l'Holocène en basse Provence (France, Méditerranée). *Annales de Géographie*, 600, p. 139-159.
- Moutier, L., Balme, C., 1997. Carte géologique du Luberon à 1/100000. Ed. BRGM, Orléans.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C., 2008. Long-term Sea-level fluctuations driven by Ocean Basin dynamics. *Science*, 319, p. 1357-1362.
- Nakamura, Y., A., 1989. Method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface, Quaterly Report of Railway Technical Research Institute, 30, p. 25-33.
- Nicod, J., 1952. Micro-reliefs appalachiens en Basse Provence calcaire. *Revue de Géographie Alpine*, 40, 3, p. 479-492.

- Nicod, J., 1954. Les lapiès en Basse Provence. Formes karstiques superficielles méconnues. *Revue de Géographie Alpine*, 42, 2, p. 303-319.
- Niishizumi, K., Imamura, M., Caffee, M., Southon, J.R., Finkel R.C., McAninch, J., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards, *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B* 258, p. 403–413.
- Nocquet, J.-M., 2002. Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par géodésie spatiale, Thèse de doctorat, Univ. Nice-Sophia Antipolis, 300 pp.
- Nocquet, J.-M., Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, 161, DOI 10.1007/s00024-003-2468-z.
- Noquet, J.-M., Baize, S., 2007. Etat des connaissances géodésiques sur les mouvements le long de la Durance et dans les Alpes du sud. Conférences publiques du collège de France. Tectonique récente de la Provence : le rôle des couches ductiles, p. 6
- Nury, D., 1984. Basse-Provence. Oligocène. In: Debrand-Passard, S., et al. (Eds.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, Mém. BRGM, Orsay, p. 429-433.
- Orsini, J.B., Coulon, C., Cocozza, T., 1980. La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. *Géol. Alp.* 56, p.169-202.
- Oudet, J., 2008. Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l’océan Liguro-Provençal. Thèse, Univ. Aix-Marseille I., 288 pp.
- Pasqual, G., 1979. Contribution à la connaissance du Plio-Quaternaire de la rive gauche de la moyenne vallée du Rhône. Thèse de doctorat. Univ. Aix-Marseille I.
- Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., Merritts, D.J. 1998. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In Tinkler, KJ., Wohl, E.E. (eds), *Rivers Over Rock, Fluvial Processes in Bedrock Channels*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 107, p. 207–235, AGU, Washington, D. C.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., 1988. Offsets of Late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chag Ma fault (Gansu, China). *J. Geophys. Res.*, 93, B7, p. 7793-7812.
- Peulvast, J.-P., Baroux, E., Bellier, O., Sébrier, M., 1999. Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, p. 327-358.
- Philip, J., 1970. Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse de doctorat de l’Université de Provence, Marseille, 438 pp.
- Philip, J., 1998. Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the cenomanian-turonian stages of Provence (southern France). *S.E.P.M. Special Publication*, 60, p.343-359.
- Philip, J., Masse, J.-P., Machnour, L., 1987 : L’évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse Provence occidentale, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, III, 3, p. 541-550.
- Pinet, P. , Souriau, M., 1988. Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7, p. 563-582.
- Pognante, U., 1991. Petrological constraints on the eclogite and blueschist facies metamorphism and P-T-t paths in the Western Alps. *J. Metamorph. Geol.* 9, p. 5-17.

- Provansal, M., Quinif, Y., Verrecchia, E., Arnaud, P., 1995. Identification d'un littoral tyrrhénien en bordure de l'Etang de Berre (Bouches-du-Rhône, France méridionale). *C. R. Acad. Sc. Paris, série II*, 320, p.867-870.
- Provansal, M., Arnaud, P., Vella, C., Oberlin, C., Sistach, D., 1998. Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France), témoins de la mobilité du niveau marin Holocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 169 (1), p. 127-135.
- Ramsay, J.G., Huber, M., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*, volume 2: Folds and Fractures, Academic Press, London.
- Reedy, R.C., Arnold, J.R., Lal, D., 1983. Cosmic-Ray Record in Solar System Matter, *Science*, 219, p. 127-135.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh., Fegghi, Kh. (2005) Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran), *Geophys. J. Int.*, 160, p. 1-25.
- Regard, V., Faccena, C., Bellier, O., Martinod, J., 2008. Laboratory experiments of slab break-off and slab dip reversal : insight into the Alpine Oligocene reorganization. *Terra Nova*, 00, 1-7, doi: 10.1111/j.1365-3121.2008.008815.x.
- REGINE group (Groupe de Réflexion Géologie de l'Ingénieur et Néotectonique), Blès, J.L., Colleau, A., Fourniguet, J., GodeFroy, P., Lenôtre, N., Sauret, B., Combes, P., Dubié, J.Y., Vaskou, P., 1991. Proposal for classification of fault activity in an intraplaque collision setting : Definitions and examples. *Tectonophysics*, 194, p. 279-293.
- Rehault, J.P. 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale). Thèse de doctorat, Université Paris.
- Revil, A., Cathles, L.M., Losh, S., Nunn, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *J. Geophys. Res.*, 103(B10), 23, p. 925-936.
- Ricour, J., 1960. Contribution à une révision du Trias français. Thèse de doctorat. Paris.
- Ricour, J., Argyriadis, I. and Monteau, R., 2005. Nouvelle interprétation tectonique de la montagne Sainte-Victoire (Provence, France). *Compte Rendu Géoscience*, 337, p. 1277-1283.
- Ritz, J.-F., 1991. Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques., Thèse, Univ. Montpellier II, 187 pp.
- Ritz, J.-F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Enkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia, *Geology*, 23, p. 1019-1022.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L., Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, p. 209-229.
- Roe, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2002. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles, *Geology*, 30 (2), p. 143-146.
- Roe, G.H., Montgomery, D.R., Hallet, B., 2003. Orographic precipitation and the relief of mountain ranges, *J. Geophys. Res.*, 108(B6), 2315, doi:10.1029/2001JB001521.
- Rolland, Y., Lardeaux, J.-M., Guillot, S., Nicollet, C., 2000. Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Gran Paradise massif (French-Italian Alps). *Geodinamica Acta*, 13(2-3), p. 133-148.

- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, p. 117-129.
- Rouire, J., 1979. Notice explicative de la carte géologique de Marseille (1/250 000). Ed. BRGM.
- Roure, F., Colletta, B., 1996. Cenozoic inversion structures in the forland of the Pyreneen and the Alps. In Ziegler, P.A., Horvath, F. (eds), *Peri-Tethys memoir 2: Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, 170, p. 173-209.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 173, p. 37-52.
- Roure, S., Duvail, C., Aunay, B., Le Strat, P. 2004. Géodynamique des Systèmes Plio-quaternaires des nappes alluviales de la Plaine de la Crau. Rapport BRGM/RP-53088-FR, 69 p., 29 ill.
- Rousset, C., 1962. Les écaillés du Devançon, à l'Ouest de Rians (Var). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IV, 3, p.471-475.
- Rousset, C., 1967. Preuves de la transgression vindobonienne sur la crête de la montagne de Sainte-Victoire (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, IX, p. 543-548.
- Rousset, C., 1973. La faille de la tour de César, au Nord-Est d'Aix-en-Provence, sépare l'unité allochtone de l'Arc des plis de la Provence septentrionale ; conséquences structurales : le chevauchement nord-provençal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, p. 765-768.
- Rousset, C., 1974. Le chevauchement nord-provençal en bordure de la vallée du Rhône : la klippe de Mouriès. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279, p. 647-650.
- Rousset, C., 1975. Apport de la méthode rétro-tectonique à la connaissance de la paléogéographie régionale: l'exemple des bauxites de Provence. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, p. 375- 378.
- Rousset, C., 1978. De l'importance régionale de la faille d'Aix-en-Provence. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 286, série D, p. 189-192.
- Rudkiewicz, J-L., 1988. Quantitative subsidence and thermal structure of the European continental margin of the Tethys during early and middle Jurassic times in the western Alps (Grenoble-Briançon transect). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, IV, p. 623-632.
- Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, J. M., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, G., Stradner, H., Wezel, F. C., 1973. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, covering Leg 13 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger Lisbon, Portugal to Lisbon, Portugal, August-October 1970. *Init. Repts Deep Sea Drill. Project*, 13, Part 2, 1447 pp.
- Ryan, W. B. F., 2007. Unique tectonic responses during the Messinian Salinity Crisis: Feedbacks from the loading of the crust by weight of brine, precipitates and detritus and the unloading from erosion. *Colloque Géodynamique et paléogéographie de l'aire méditerranéenne au Mio-Pliocène: l'interférence eustatisme – tectonique*. Villeurbanne, 05-06 mai 2008, p.67-68.
- Sanchis, E., Séranne, M., 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin : the Tertiary Alès Basin, southern France. *Tectonophysics*, 322, p. 219-242.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., Kubik, P. W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 188, p. 441-458.
- Schlupp, A., Clauzon, G., Avouac, J.-P., 2001. Mouvement post messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172, p.697-711.

- Schlupp, A., Clauzon, G., Avouac J.-P., 2002. Réponse au commentaire de M. Séranne sur l'article: Mouvement post messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 173, p. 592-594.
- Schlupp, A., Clauzon, G., Avouac J.-P., 2002. Réponse au commentaire de M. Mattauer sur l'article: Mouvement post messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 173, p. 596-597.
- Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical–geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, p. 1036-1064.
- Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, p.62-85.
- Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Tricart, P., Guillot, S., Labrin, E., 2007. Diachronous exhumation of subducted HP metamorphic rocks from southwestern Alps: evidences from fission-track analysis. *Terra Nova*, 19(2), p. 130-140.
- Sébrier, M., Ghafiri, A. and Blès, J.-L., 1997. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), p. 207-217.
- Sébrier, M., Bellier, O., Peulvast, J.-P., Vergely, P., 1998. Commentaire à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti., Rolando Armijo. et Paul Tapponnier., "Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France)", *C.R. Acad. Sc. Paris*, 327, p. 855-856.
- Sébrier, M., Siame, L., Bellier, O., Chardon, D., 2004. Seismotectonic model for Provence (SE France). *SAFE Report*, project No: EVG1-2000-22005, deliverable #4.4, p. 96-127.
- Selverstone J., 2005. Are the Alps collapsing? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, p. 113–132.
- Sepinski, T.F., Coradetti, S., 2004. Comparing morphologies of drainage basins on Mars and Earth using integral-geometry and neural maps. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 15, L15604.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: L.J. B. Durant, F. Horvath and M. Séranne. (Editor), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. London : Geological Society, p. 15-36.
- Séranne, M., Merle, O., 1999. Cenozoic rifts basins of Western Europe, in *GeoFrance3D - Résultats et perspectives*, vol. Doc. N°293, p. 112-115, BRGM, Orleans.
- Séranne, M., 2002. Commentaire sur l'article « Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence » par A. Schlupp, G. Clauzon, J.Ph. Avouac. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, p. 589-591.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t 173, n°2, p. 97-112.
- Seward, D., Mancktelow, N. S., 1994. Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission track datationg. *Geology*, 22, p. 803-806.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., Abbassi, R., 2009. Quaternary slip rates along the northern boundary of the Arabia-Eurasian collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northern Iran). *Geophy. J. Int.*, 178 (2), p. 1055-1077.
- Shaw, J. H., Bilotti, F., Brennan, P.A., 1999. Patterns of imbricate thrusting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, p. 1140-1154.

- Siame, L., Bourlès D.L., Sébrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina, *Geology*, 25, p. 975-978.
- Siame, L., 1998. Cosmonucléide produit in-situ (^{10}Be) et quantification de la déformation active dans les Andes Centrales. Thèse, Univ. Orsay.
- Siame, L., Braucher, R., Bourlès, D., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 4, p. 383-396.
- Siame, L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlès, D., Leturmy, P., Perez, M., Araujo, M., 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses: the Eastern Precordillera thrust system (NW-Argentina), *Geophys. J. Int.*, 149, p. 1-20.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modeling in Provence (SE France). *Earth Pl. Sc. Lett.*, 220, p. 345-364.
- Sibuet, J-C., Ryan, W.B.F. et al., 1979 : Initial Reports DSDP, 47, part 2, Washinjtון D.C., Gov. Print. Off., 787 pp.
- Sibuet, J-C., Srivastava, S., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.*, 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514.
- Siby Moussavou, A., 2007. Morphogenèse et tectonique récente du piémont méridional de la Sainte-Victoire. Mémoire de Master 1, Univ. Paul Cézanne, Aix-Marseille, 40 pp.
- Sklar, L., Dietrich, W.E., 1998. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply, In Tinkler, KJ., Wohl, E.E. (eds), *Rivers Over Rock, Fluvial Processes in Bedrock Channels*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 107, p. 237-260, AGU, Washington, D. C.
- Sklar, L.S., Dietrich, W.E., 2001. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geology*, 29 (12), p. 1087-1090.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 8, p. 1250-1263.
- Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., 2003. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2117, doi:10.1029/2001JB001655.
- Sobolev, S., Zeyen, H., Stoll, G., Werling, F., Altherr, R., Fuchs, K., 1996. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity, anelasticity and partial melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 139: 147-163.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004. A tomographic view on the Western Mediterranean geodynamics, In: Cavazza RF, Spakman W, Stampfli GM, Ziegler PA (eds): *The TRANSMED Atlas—the Mediterranean region from crust to mantle*. Springer, Berlin Heidelberg New York, p. 31-52.
- Spalla, M., Lardeaux, J.-M., 1996. Tectonic significance of Alpine Eclogites. *Journal of Geodynamics*, 21, p. 257-285.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, (1-2), p. 159-204.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, p. 17-33.

- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant R.D, Mosar, J., 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions, *J. Virtual Explorer*, 8, p. 77-106.
- Stock, J.D., Montgomery, D.R., 1999. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law, *J. Geophys. Res.*, 104, B3, p. 4983-4993.
- Stock, J.D., Dietrich, W.E. 2003. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature, *Water Resour. Res.*, 39(4), 1089, doi:10.1029/2001WR001057.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, p. 23753–23759.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63, p. 1117-1142.
- Stolar, D.B., Willett, S.D., Montgomery, D.R., 2007. Characterization of topographic steady state in Taiwan. *Earth, Plan. Sc. Lett.*, 261, p. 421-431.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, 104(B11), 25, p. 611-622.
- Sue, C., Delacou, B., Champagnac, J. D., Allanic, C., Tricart, P., Burkhard, M., 2007. Extensional neotectonics around the bend of the Western/central Alps : an overview. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, DOI 10.1007/s00531-007-0181-3.
- Summerfield, M.A., Hulton, N.J., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13871-13883.
- Tassy, A., 2007. Tectonique récente du chevauchement de Vinon-sur-Verdon. Rapport de Master1 de l'Université Paul Cézanne, Aix-Marseille III, 36 pp.
- Tassy, A., 2008. Utilisation couplée des cosmonucléides et du paléomagnétisme pour la datation de grottes en Ardèche : Implications géodynamiques. Mémoire Master2, Univ. Paul Cézanne, Aix-Marseille III, 58 pp.
- Tempier, C., Durand, J.-P., 1981. Importance de l'épisode d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Ste Victoire (Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 293, p. 629-632.
- Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, (3), p. 533-540.
- Terrier, M., Lenôtre, N., 1989. Reconnaissance néotectonique d'un accident majeur en Provence (France) : utilisation de la comparaison des nivellements et de l'analyse morphostructurale. *Bull. AFEQ*, 3, p. 161-170.
- Terrier, M., 1991. Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. Thèse, Aix-Marseille 1, Doc. BRGM, 207, 232 pp.
- Terrier, M., Winter, T., 2006. Nouvelle données sur le système de faille la Fare-Eguilles, implication en terme d'aléa sismique pour la région PACA (secteur de l'étang de Berre, Lambesc, Aix-en-Provence). Rapport BRGM/RP-55 233-FR: 23 pp.
- Terrier, M., Serrano, O., Hanot, F., 2008. Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model. *Geodynamica acta*, 21, 5-6, p. 231-238.
- Touraine, F., 1965. Phases terminales et tectogenèse de la montagne Sainte-Victoire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, VII, 7, p. 59-63.

- Touraine, F., 1967. Les rapports de l'Oligocène avec les structures N-S du Nord-Varois. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX, p. 530-536.
- Touraine, F., 1972. Erosion et planation. *Revue de Géographie Alpine*, 60, (1), p. 101-121.
- Touraine, F., 1973. Sainte Victoire : guide géologique pour non-géologues. CRRDP, Marseille, 68 pp.
- Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Lardeaux, J.-M., 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alp). *Journal of Structural Geology*, 26(9), p. 1633-1645.
- Trümpy, R., 1960. Palaeotectonic evolution of the central and western Alps, *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 843-908.
- Tucker, G.E., Bras, R.L, 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. *Water Resour. Res.*, 36, p. 1953–1964.
- Twidale, C.R., 2004. River pattern and their meaning. *Earth-Science Reviews*, 67, p. 159-218.
- Ustaszewski, K., Schmid, S.M., 2007. Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.*, 100, p. 293-312.
- Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., Rhan, M.K., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 270, vol. 3-4, p. 316-329.
- Vially, R., Trémolières, E., 1996. Geodynamics of the Gulf of Lion, Implication for petroleum exploration. In: Ziegler, R. & Horvath, E. (eds): *Peri- Tethys Memoir 2 - Structure and prospects of Alpine basins and forelands*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 170, p. 129-158.
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Rohl, U., 2002, Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, 180, p. 71–85.
- Villeger, M., 1984. Evolution tectonique du panneau de couverture Nord-Provençal (Mont-Ventoux, Luberon, Moyenne Durance), Thèse de doctorat de l'Université Paris-Sud, Paris, 175 pp.
- Villeger, M., Andrieux, J., 1987. Phases tectoniques post-Eocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. géol. Fr.* 8, p. 147-156.
- Volant, P., Berge-Thierry, C., Dervin, P., Cushing, M., Mohamadioum, G., Mathieu, F., 2000. The South Eastern Durance fault permanent network: Preliminary results. *Journal of Seismology*, 4, p. 175-189.
- Walcott, R.C., Summerfield, M.A., 2008. Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southern African basins. *Geomorphology*, 96, p. 174-186.
- Warny, S.A., Bart, P.J., Suc, J.-P., 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 202, p. 59–66.
- Wells, D.L., Coppersmith, J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, p. 974–1002.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104, p. 17661–17674.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E., 2002. Implications of sediment-flux dependent river incision models for landscape evolution. *J. Geophys. Res.*, 107(B2), 2039, doi:10.1029/2000JB000044.

- Whipple, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, p.151-185.
- Wildi, W., Huggenberger, P., 1993. Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines, éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol. Helv.*, 86 (1), p. 47–64.
- Willett, S. D., Schlunegger, F., Picotti, V., 2006. Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology*, 34, 8, p. 613-616.
- Willgoose, G., Bras, R.L, Rodriguez-Iturbe, I., 1991. Results from a new model of river basin evolution, *Earth Surf. Processes Landforms*, 16, p. 237-254.
- Willgoose, G., 1994. A physical explanation for an observed-slope-elevation relationship for catchments with declining relief. *Water Resour. Res.*, 30, p. 151–159.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Coplen, T.B., Riggs, A.C., 1997. Duration and Structure of the Past Four Interglaciations. *Quaternary research*, 48, p. 141-154.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfall. In Willett, S.D., Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. eds., *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution: Geological Society of America, Special Paper 398, Penrose Conference Series*, p. 55-74.
- Wolman, M.G., Miller, J.P. 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.*, 68, p. 54–74.
- Woodward, N.B., Boyer, S.E., Suppe, J., 1985. *An Outline of Balanced Cross Sections*, 2nd ed., *Stud. Geol.*, vol. 11. Dep. of Geol., Univ. of Tennessee, Knoxville.
- Ying-Li, L., Le Pichon, X., 2007. Relocalisation 3D de la microsismicité à partir du réseau sismique IRSN de la faille de la Moyenne Durance. *Conférences publiques du Collège de France : Tectonique récente de la Provence : rôle des couches ductiles*, p. 10-11.
- Young, A. , Saunders, I., 1986. Rates of surface processes and denudation. In: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope processes*. Allen & Unwin, Boston. p. 3-27.
- Ziegler, P.A., 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 208, p. 91-111.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

FIGURES :

Partie 1 : Géodynamique et structure de la Provence

Figure 1 : Contexte morpho-tectonique de la méditerranée occidentale (modifié d'après Barrier et al., 2004, dans www.ifremer.fr)	21
Figure 2: Carte des accidents tardi-hercyniens de la France, de l'Ibérie, de Corse et Sardaigne (d'après Arthaud et Matte, 1975, modifié dans Leleu, 2005).	22
Figure 3 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Trias au Jurassique (d'après Marthaler, 2001).....	23
Figure 4 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe à l'Aptien-Albien. La carte montre l'importance de l'ouverture du golfe de Gascogne dans le mouvement de rotation de la plaque Ibérie, entraînant la subduction de la Néo-Téthys sous l'Europe. L'extension généralisée dans l'arrière pays est interprétée comme résultant de l'extension arrière-arc liée à la subduction. D'après Sibuet et al. (2004).	24
Figure 5: Structure du domaine provençal au Crétacé moyen (d'après Vially et Trémolières, 1996).	25
Figure 6 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe du Crétacé à l'Eocène (d'après Marthaler, 2001).....	27
Figure 7 : Reconstitution géodynamique du domaine NW méditerranéen à la fin du Rupélien (d'après Séranne et Merle, 1999).....	29
Figure 8 : Reconstitution paléogéographique du bloc Corso-Sarde de l'Oligocène au Miocène (d'après Gattacceca, 2001, modifié dans Besson, 2005)	29
Figure 9: Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe à l'Oligocène et au Miocène (d'après Marthaler, 2001)	30
Figure 10 : Contexte géodynamique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Europe au Pliocène (d'après Marthaler, 2001).	32
Figure 11 : Contexte géodynamique de la Méditerranée durant la crise de salinité messinienne (d'après Jolivet et al., 2006)	33
Figure 12 : Diagramme synthétique montrant l'évolution tectonique des zones alpines et péri-alpine et les processus géodynamiques associés. La courbe de droite représente la quantité de sédiments provenant des Alpes et déposés dans les bassins périphériques (d'après Kuhleemann et al., 2000). (D'après Sue et al., 2007).....	34
Figure 13 : Carte schématique de la limite de plaque entre l'Afrique et l'Eurasie dans le domaine ouest-méditerranéen. Les zones où s'exprime la déformation active apparaissent plus foncées. Les flèches grises correspondent au mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe. (d'après Nocquet et Calais, 2004)	35
Figure 14 : Compilation des mécanismes au foyer des séismes dans le Sud-Est de la France (d'après Baroux et al., 2001).	36
Figure 15 : Contexte géologique général de la Provence (adapté et modifié à partir de la carte géologique de la France à 1/1000000 : Chantraine et al., 1996) et localisation des coupes présentées dans la partie I-2.....	38
Figure 16 : Carte des données profondes en Provence : les couleurs représentent l'épaisseur de la couverture sédimentaire (isobathes : lignes noires) (d'après Ménard, 1980), les lignes blanches correspondent aux isobathes du	

Moho (d'après Ménard, 1979 ; Dèzès et Ziegler, 2002). Les points noirs représentent la localisation des forages profonds (>1000 m).	39
Figure 17 : Carte des différentes unités structurales de Provence orientale (modifiée d'après Rouire, 1979).	40
Figure 18: Coupe de la Ste Baume passant par le plan d'Aups (d'après Guieu, 1968). Localisation en Figure 15 (coupe a).....	41
Figure 19: Coupe géologique à travers le Mont Aurélien (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe b).	42
Figure 20 : Coupe géologique à travers la montagne de Regaignas (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe c).	42
Figure 21 : Coupes sériées à travers la chaîne de l'Etoile (d'après Durand et Guieu, 1980). Localisation en Figure 15 (coupe d).	43
Figure 22 : La montagne Ste Victoire et plusieurs exemples d'interprétations structurales. Toutes les coupes passent par la Croix de Provence. Localisation en Figure 15 (coupe e). A- Schéma d'une vue aérienne prise à la verticale des Espinades à l'altitude d'environ 750 m, d'après Touraine (1965). B- Photographie de la montagne Ste Victoire depuis Roque-Hautes. C- Interprétation selon Collot (1880) et Corroy (1957), dans Touraine (1973). D- Interprétation selon Corroy et al. (1964) dans Touraine (1973). E- Interprétation selon Touraine (1973). E- Interprétation selon Ricour et al. (2005). F- Interprétation selon Leleu et al. (2009).....	44
Figure 23 : Coupe équilibrée du plateau de Valensole au chaînon de la Vautubière, passant par les chevauchements de Vinon et Gréoux (d'après Guyonnet-Benaize et al., 2009). Localisation en Figure 15 (coupe f).	45
Figure 24 : Coupe équilibrée et restauration de la structure du Mont Ventoux, d'après Ford et Stahel (1995). Localisation en Figure 15 (coupe g).....	46
Figure 25 : Coupe équilibrée et restauration de la structure de la montagne de Lure, d'après Ford et Stahel (1995). Localisation en Figure 15 (coupe h).....	47
Figure 26 : Coupe schématique à travers le grand Luberon (modifié d'après Liouville, 1997). Localisation en Figure 15 (coupe i).	48
Figure 27 : Coupe géologique schématique à travers le chaînon des Alpilles (d'après Guieu et Rousset, dans Rouire, 1979). Localisation en Figure 15 (coupe j).	48
Figure 28 : Schéma structural et coupe à travers la klippe de Mouriers d'après Rousset (1974).	49
Figure 29 : Coupe N-S à travers le chaînon des Costes, d'après Dubois (1966). A- Situation anté-Tortonienne. B- Situation actuelle. Localisation en Figure 15 (coupe k).	49
Figure 30 : Schéma structural détaillée du chaînon de la Trévaresse (d'après Chardon et Bellier, 2003).	50
Figure 31 : Coupe géologique à travers le chaînon de la Trevaresse, d'après Chardon et Bellier (2003). Localisation en Figure 15 (coupe l).	51
Figure 32 : Coupe géologique schématique à travers le chaînon de la Nerthe (d'après Andréani et al., 2009). Localisation en Figure 15 (coupe m).....	52
Figure 33 : Localisation des zones de bombements aptiens, soulignées par le développement de bauxites (zones noires sur la figure (modifiée d'après Rousset, 1975).....	55
Figure 34 : Contexte géodynamique et états de contraintes régionales durant l'Oligocène, d'après Hippolyte et al. (1993).....	56

Figure 35 : Reconstitution des paléo-réseaux hydrographiques du début du Miocène et profondeur d'incision d'après Besson (2005). A- A l'Aquitanién-Burdigalien. B- Au Burdigalien terminal.....	57
Figure 36 : Coupe schématique du Luberon et de son avant-pays et contraintes chronologiques montrant un développement de la déformation au Tortonien (d'après Clauzon et al., soumis).	58
Figure 37 : Synthèse des directions de contraintes déduites des plans de failles striés pour la faille de la Moyenne Durance, mettant en évidence un changement de régime entre le Tortonien et le Pliocène supérieur, d'après Baroux (2000).....	58
Figure 38 : Location and structural setting of studied area (modified after Chardon and Bellier, 2003). a) Red frame represents the emprise of figure 2. Red line corresponds to the trace of profile line of Figure 45 and Figure 46. AA' and BB' represent the trace of the synthetic cross-sections presented on Figure 49.....	62
Figure 39 : Thickness of sedimentary cover of western Provence (after Ménard, 1980). It highlights the control of the SCF system in sedimentation and fold and thrust development. White lines correspond to the trace of seismic profiles presented on Figure 45 and Figure 46.....	65
Figure 40 : Comparison of stratigraphic succession for Alpilles and Luberon. There are strong differences of subsidence rate during Jurassic and Early Cretaceous.	66
Figure 41 : Structural sketch of Salon-Cavaillon fault area. Geological mapping from 1/50000° geological map (Germain et al., 1966; Gouvernet et al., 1968; Catzigras et al., 1975; 1977). Dipping measurements come from geological map and own data. aa' and bb' indicates the location of balanced cross section respectively of Figure 43 and Figure 42. Black and white dashed lines correspond to morphologic reconstruction prior to Miocene deformation. Both escarpments lines up along the SCF before Miocene deformation.	68
Figure 42 : Balanced cross-section of Luberon ridge and restoration at the top of the Barremian series. Location in Figure 41.	69
Figure 43 : Balanced cross-section of Alpilles ridge and restoration at the top of the Barremian series. Location on Figure 41.	70
Figure 44 : a) Aerial view of one fault of the dextral strike-slip fault system which separates eastern and western Alpilles range. b) Unconformity between Miocene and Late Cretaceous to the North of the Alpilles range. c) Miocene marine abrasion surface deformed by a reverse faulting in the Luberon range.	72
Figure 45 : Seismic line 82SE4D, A) Topographic profile B) seismic traces, C) interpretation, and D) residual gravity profile (from data in Figure 47 c). Location on Figure 38Figure 39.....	73
Figure 46 : Seismic line 82SE4C, A) topographic profile, B) seismic traces, C) interpretation and D) residual gravity profile (data from Figure 47c). Location in Figure 38 and Figure 39.	74
Figure 47 : Gravity map of Western Provence. A) Map of Bouguer anomaly. B) First order Bouguer anomaly and comparison with crustal thickness from Chantraine et al., 1996. C) Map of residual Bouguer anomaly (second order). Positive values are correlated with anticline structures whereas negative values are correlated with Tertiary basin zone. a: NF, b:SCF, c: MDF; d: Luberon, e: Alpilles, f: Anelier, g: Costes, h: Trevaresse, i: La Fare, j: Aix-Eguilles thrust, k: Nerthe, l: Ste Victoire, m: Ste Baume, n: Lure, o: Ventoux, p: Arc Basin, q: Valensole basin, r: Rhône messinian valley, s: Lamanon graben D) Vertical gradient of residual Bouguer anomaly. This representation permits to better localize local anomalies. Dashed lines correspond to new structures detected in this study: t: Caumont anticline; u: Chateaufrenard anticline; v: St Remy anticline; w: Istres anticline.	76
Figure 48 : Diagram blocks representing morphostructural context of the SCF zone during Cenozoic. Pyreneo-provençal phase (Late Cretaceous to Middle Eocene) is responsible for the formation of Alpilles and Luberon S-verging folds and thrusts. Both fold termination are cut by the SCF during extensional Oligocene phase. Both ridges	

do not evolving at same during Miocene compressional phase; Deformation in Luberon is accommodated by the propagation of a S-Verging ramp anticline, bended as a drag fold near the SCF. Deformation in Alpilles is mainly accommodated by the counterclockwise rotation of its termination. 78

Figure 49 : Interpretative N-trending cross-section both side of SCF. Location on Figure 38. AA' section is interpreted from Ford and Stahel (1995); Lacombe and Jolivet (2005) and Terrier et al. (2008). Section BB' is interpreted from Ford and Stahel (1995) and this study. 79

Partie II : Tectonique récente de la Provence

Figure 50: Cartographie de la ria messinienne en Provence (tracé d'après Clauzon et Fleury, inédit). 87

Figure 51 : Répartition de la sismicité instrumentale et historique en Provence (modifiée d'après Baroux et al., 2003) 90

Figure 52 : Tranchée de paléosismicité de Valveranne (Faille de la Moyenne Durance) et son interprétation (d'après Ghafiri et al., 1995 ; Sébrier et al., 1997) 91

Figure 53 : Tranchée de paléosismicité de l'Ermitage (segment actif de la faille de la Trévaresse) et son interprétation (d'après Chardon et al., 2005) 92

Figure 54 : Indice de paléosismicité de la Baume (flanc nord du Ventoux) et son interprétation (d'après Dutour et al., 2002) 93

Figure 55 : Distribution des directions de contraintes actuelles en Provence déduites de l'inversion des mécanismes au foyer des séismes. Les flèches blanches indiquent les directions des axes de σ_1 . Les flèches noires indiquent les directions des axes de σ_3 . Les points correspondent à la localisation des mécanismes au foyer des séismes. (D'après Baroux et al., 2001) 95

Figure 56 : Carte des indices de déformation récente en Provence recensés dans la base NEOPAL (source : www.neopal.brgm.fr) 97

Figure 57 : Mouvements tectoniques récents en Provence déduit des mesures de nivellement (d'après Terrier, 1991) 99

Figure 58: Bloc-diagramme schématiques montrant l'évolution d'un canyon messinien et la mise en place des marqueurs géomorphologiques qui en résultent, du messinien à l'actuel (modifié d'après Mocochain et al., 2006) 102

Figure 59: Représentation schématique dans l'espace et dans le temps des conséquences de la crise de salinité messinienne à terre et en mer (d'après Clauzon, 1999) 103

Figure 60: a) Disposition générale d'électrodes, A et B étant les électrodes d'injections, M et N étant les électrodes de mesures. b) Géométrie des dispositifs les plus utilisés (d'après Loke et Barker, 1996). 104

Figure 61: Principe de construction d'une pseudo-section (d'après Griffith et Barker, 1993) 105

Figure 62: Dispositif de mesure H/V : Vélocimètre à droite et boîtier d'acquisition à gauche. 106

Figure 63 : Exemple de courbe H/V, montrant un pic de fréquence à 12 Hz. 107

Figure 64: Contexte structural de la terminaison sud de la faille de la Moyenne Durance (d'après Guignard et al., 2005) 109

Figure 65: Anomalies de drainage dans le secteur de Corbières-St Eucher et tracé morphologique de la faille supposée (d'après Guignard et al., 2005 et cette étude). Localisation de la microsismicité instrumentale enregistrée

par le réseau IRSN de 1999 à 2007 (d'après Cushing et al., 2008), localisation des indices de déformation cassante dans le Valensole II (cette étude), localisation des profils électriques réalisés (cette étude).	111
Figure 66: Cinématique de faille de la terminaison sud de la faille de la Moyenne Durance (d'après Guignard, 2002)	112
Figure 67: Extrait du profil sismique 71D03 retraité dans le cadre du projet IMPRODurance en 2006, au niveau du passage supposé de la faille de Corbières-St Eucher. En bleu, pointé de quelques réflecteurs, qui semblent discontinus de part et d'autres de la zone de faille supposée (en rouge).	113
Figure 68: Profils topographiques de la surface du Valensole II sur le plateau de Valensole. A) Cartographie et localisation des profils. B) Carte des pentes. C) Profils longitudinaux (NE-SW). D) Profils transversaux (NW-SE).	114
Figure 69: Profils topographiques de la surface du Valensole II dans le secteur de Corbières-St Eucher.	115
Figure 70: Observation sur le terrain du basculement vers le Sud-Est des dépôts et de la surface d'abandon du Valensole II à proximité du segment de faille de Beaumont-de-Pertuis.	115
Figure 71: Détail d'une des failles observées dans le Valensole II le long de la route D122 et compilation des mesures microtectoniques effectuées sur ces failles.	116
Figure 72: Comparaison entre le profil en long du vallon de St Léger acquis grâce au GPS différentiel et le même profil extrait à partir des MNT à 50 m et 25 m de résolution. Les anomalies verticales détectées sur les profils extraits d'un MNT sont des artefacts.	117
Figure 73 : Profil électrique Corbières1 et son interprétation. Localisation en Figure 65.....	118
Figure 74 : Profil électrique Corbières 3 et son interprétation. Localisation en Figure 65.....	119
Figure 75: Profil électrique Corbières 2 et son interprétation. Localisation en Figure 65.....	120
Figure 76: Profil Corbières 2 (acquis en dispositif dipôle-dipôle).	121
Figure 77 : Cartographie géologique de la zone de Corbières-St Eucher, localisation des anomalies de drainage, du profil sismique 71D03 et des anomalies de résistivité (d'après Mocochain, dans le rapport du groupe de cartographie de Cadarache, en préparation).	122
Figure 78: a) Photographie de la faille de la carrière de St Eucher. b) Figures karstiques le long du plan de faille témoignant d'une karstogenèse ascendante (par remontée de fluides hydrothermaux : Audra et al., 2002).....	123
Figure 79: Directions de contraintes déduites des mesures microtectoniques dans la carrière de St Eucher. La photographie montre l'expression des phases tectoniques différenciées et leur chronologie relative, les stries verticales (mouvement normal) étant recoupées par les stries horizontales (mouvement senestre).	123
Figure 80: Représentation des données électriques en trois dimensions et trace déduite de la faille supposé de Corbières St Eucher (en trait plein), comparée à la trace proposée par Guignard (trait pointillé).	125
Figure 81 : a) photo du plan de faille de la Moyenne Durance à Meyrargues (rive gauche de la Durance), qui met en contact le calcaire crétacé inférieur avec les conglomérats oligocènes. b) Cinématique de la dernière phase tectonique visible (mesures : O. Bellier). c) détail du plan de faille montrant les deux cinématiques visibles, les stries décrochantes recoupant les cannelures normales.	128
Figure 82: Localisation des profils électriques réalisés dans le secteur de Peyrolles, des forages et des deux tracés supposés pour la FMD.	129
Figure 83: Profils N-S de tomographie électrique du secteur de Peyrolles-en-Provence.	131

Figure 84: Profils E-W de tomographie électrique du secteur de Peyrolles-en-Provence.....	132
Figure 85 : Logs des forages réalisés dans le cadre de cette étude.....	132
Figure 86: Représentation 3D des profils de résistivité électrique réalisés dans le secteur de Peyrolles-en-Provence.	133
Figure 87: Reconstitution 3D de la transition marin-continental à partir de l'interprétation des profils de résistivité électrique.....	134
Figure 88 : Localisation des points de mesure H/V réalisés par l'IRSN entre 2004 et 2005 (d'après Frise, 2005). .	136
Figure 89 : Exemple de détermination du pic de fréquence H/V en un point donné. Les courbes fines correspondent chacune à une mesures de 20 minutes. Pour un même site, 5 mesures de 20 minutes ont été réalisées. La courbe en gras correspond à la moyenne des 5 mesures. La valeur maximum comprise dans les gammes de fréquences compatibles avec l'interface recherchée est ensuite extraite de manière automatique. L'exemple présenté correspond au point 7 du profil 4.....	137
Figure 90 : Localisation des profils H/V réalisés dans le cadre de cette étude.....	138
Figure 91 : Profils topographiques de la surface d'érosion messinienne construit à partir des données des nouveaux profils H/V.	138
Figure 92 : Interpolation de la profondeur de la surface d'érosion messinienne à partir des données H/V et interprétation possible du décalage horizontal. Le trait noir plein représente la trace du talweg du canyon déduite des données de résistivité électrique, le train noir pointillé représente l'interpolation du talweg du canyon vers l'Ouest à partir des données du profil 1, en considérant une orientation identique de part et d'autre de la faille.	140
Figure 93 : Profil en long reconstitué à partie des données H/V du fond de la vallée messinienne et détermination des vitesses minimum et maximum. PR = profil ; Dzmin = décalage vertical minimum ; Dzmax = décalage vertical maximum.	141
Figure 94 : Affleurement de la transition marin-continental dans la vallée actuelle de la Durance, Log et situation schématique de l'implantation du forage PEY4.....	143
Figure 95: Synthèse des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental dans le secteur de Meyrargues-Mirabeau. Les forages PEY1, PEY2 et PEY4, ont été réalisés dans le cadre de cette thèse.	144
Figure 96 : Déformation plicative d'une terrasse d'âge supposé Riss en rive droite de la Durance au Nord du forage PEY4. Localisation en Figure 97.	145
Figure 97: Epaisseur de la terrasse alluviale actuelle dans le secteur de Meyrargues-Mirabeau. Les zones de faible épaisseur se corrèlent avec les zones surélevées mises en évidence par la déformation de la TMC, suggérant un contrôle tectonique de la géométrie de la base des alluvions.	146
Figure 98 : Synthèse des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental dans le secteur de la faille de Salon-Cavaillon.....	147
Figure 99 : Epaisseur de la terrasse alluviale actuelle dans le secteur de la faille de Salon-Cavaillon. La géométrie de ce dépôt montre un approfondissement important à l'Ouest de la faille, compatible avec l'hypothèse tectonique d'une surrection de la partie située à l'Est de la faille.	148
Figure 100 : Compilation des données de forage permettant la reconstitution de la transition marin-continental en basse Durance. La zone comprise entre les failles de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance a subit une surrection tectonique comprise entre 0.02 et 0.05 mm/an.	150

Figure 101 : Situation géologique du chaînon de la Fare et tracé du réseau hydrographique ancien et actuel. (Fond de carte : carte géologique à 1/250000 de Marseille (Rouire, 1979) drapée sur le MNT à 50 m (IGN)).	154
Figure 102: Indice de Coudoux-La Fare: pli-faïlle à vergence sud dans des dépôts würmien sur le versant méridional du chaînon de la Fare (d'après Gabert, 1965).	155
Figure 103: Coupe du littoral émergé sur le flanc sud du chaînon de la Fare (d'après Provansal et al., 1995). A) Terrasse marine à 4 m NGF datée par U/TH de 90 à 135 ka. B) Plage fossile à 12 m NGF.	156
Figure 104: Profils en long reconstitués des terrasse de l'Arc anté- et post-détournement.	158
Figure 105: Exemple de capture par érosion régressive. a) Etat avant la capture. b) Etat après la capture. (Modifié d'après Bishop, 1995)	159
Figure 106: Dépressions éoliennes du nord de l'étang de Berre (massif de Miramas) (d'après Ambert et Clauzon, 1992).	161
Figure 107: Les différents tracés du cours aval de la Durance au Plio-Quaternaire et localisation des indices néotectoniques (voir paragraphe II-6-3).	165
Figure 108 : Principe de la modélisation 3D des déformations engendrées par la rotation rigide des terminaisons des chaînons des Alpilles et du Luberon. Les blocs rouges sont rigides et correspondent aux terminaisons des chaînons. En bleu, un milieu considéré comme élastique. L'état présenté ici correspond à l'état initial anté-déformation post-Oligocène.	167
Figure 109: Evolution des déplacements verticaux engendrés par la rotation des extrémités des chaînons des Alpilles et du Luberon, considérés comme des blocs rigides (en gris), dans un environnement élastique. Les points noirs correspondent aux pôles de rotation, le trait pointillé noir correspond au cours actuel de la Durance. 50 pas de déformations sont calculés entre l'état A (initial = - 16 Ma : pas 0) et l'état F (+6 Ma : pas 50). L'état E correspond à l'état actuel (pas 36). Les vitesses de déformations sont constantes. B = pas 10 ; C = pas 20 ; D = pas 30.	168
Figure 110: Modélisation de l'évolution des déformations verticales (en ordonnée) le long du tracé actuel de la Durance au cours du temps (en abscisse). Les numéros de points correspondent aux localisations sur la Figure 111. A) Evolution marquée par une surrection continue. B) Evolution marquée par un changement local de régime de contraintes/déformations entre le Luberon et les Alpilles. C) Evolution marquée par une subsidence continue.	169
Figure 111: Style d'évolution de la déformation depuis le Miocène le long du tracé actuel de la Durance déduit à partir de la modélisation. Les courbes d'évolution pour chaque point sont présentées en Figure 110. Les polygones rouges correspondent à la position des blocs rigides modélisés à l'état actuel.	170
Figure 112: Profils topographiques au Sud des Alpilles montrant le basculement vers le Sud de la Vieille Crau, vraisemblablement à cause de la réactivation tardive de la faille inverse d'Aureille.	171
Figure 113: Vue en coupe N-S de la terrasse des Glauges (depuis le seuil de St Pierre de Vence), suggérant un basculement tectonique vers le Sud.	172
Figure 114: Dépôts pliocènes perchés dans les gorges du Régalon : A) Schéma morphologique d'une coupe E-W des gorges au niveau des grottes (d'après Granier, 1966). B) Vue de la grotte Est depuis la grotte Ouest. C) Dépôt de sable pliocène dans la grotte Est.	173
Figure 115 : Photographie et interprétation de la rupture de la carrière du Grand Vallon (d'après Terrier, 1991) ...	174
Figure 116: Contexte structural et coupe géologique à 1/50000 du chevauchement de Vinon (d'après Tassy, 2007).	178

Figure 117: Photo des contacts: A: Jurassique sur Miocène au Pas de la Colle: Le contact Miocène/Jurassique correspond probablement à un olistholite et non à un chevauchement comme supposé par Morabito, (1967) B : Contact sub-vertical par faille entre le Miocène et le Pliocène (Val. 2) au niveau de Malagratte.....	179
Figure 118 : Etude de la cinématique des failles sur le chevauchement de Vinon. A : totalité des données mesurées sur le site ; B : données montrant une compression N30°E (phase pyrénéenne) ; C : données montrant un décrochement avec une direction d'extension N115°E (extension oligocène) ; D : données montrant une compression N115°E (phase alpine).	181
Figure 119 : Diagramme de cinématique de la faille de Malagratte mettant en évidence un décrochement dextre, d'après les données des tranchées (Grellet et Combes, 1995) et nos mesures de terrain.	182
Figure 120: Synthèse des directions de contraintes moyennes déterminées par les études de cinématique de failles pour les secteurs de Vinon, de la Moyenne Durance et de la nappe de Digne et pour les différentes périodes tectoniques. La cinématique du chevauchement de Vinon est corrélée à celle de la faille de la Moyenne Durance. Les contraintes liées à la nappe de Digne ne s'expriment pas dans ce secteur. (Les données pour la Moyenne Durance et la nappe de Digne ont été compilés à partir de Villéger, 1984; Combes, 1984; Ritz, 1991; Lacombe et al., 1992, Hippolyte et al., 1993; Baroux, 2000; Guignard et al., 2005; Fournier et al., 2008).	183
Figure 121: Profil de résistivité électrique au niveau de la faille de Malagratte. A) Localisation du profil (trait rouge) et interprétation cartographique de la faille (trait noir) B) Valeurs de résistivité électrique. C) Interprétation géologique.....	184
Figure 122 : Contexte morpho-structural de la montagne Ste Victoire (d'après Jorda et Provansal, 1992)	186
Figure 123: Résultat de l'analyse des minéraux retrouvés dans les "terra rossa" au sommet de la Sainte Victoire et comparaison avec les minéraux lourds de la molasse des Bonfillons (d'après Rousset, 1967). Les + montrent les présences relatives. Les minéraux sont successivement, de gauche à droite : Quartz (Non Usé, Emoussé Légèrement, Rubéfiés) ; Glauconie (fraîche ; altérée), tourmaline, staurotide, grenat, rutile, sphène, zircon, biotite, magnétite, disthène, apatite, hornblende, zoïsite, glaucophane, épidote. 1,2,3 sont échantillonnés au sommet de la montagne Sainte-Victoire	187
Figure 124 : Surface d'érosion sommitale du Bau des Vespres. A) Vue générale. B) Vue sur la surface.	188
Figure 125 : Topographie de la surface de la brèche de l'Oppidum de St Antonin acquise au GPS différentiel (d'après Siby Moussavou, 2007). A) Vue en carte. B) vue 3D.	189
Figure 126 : Faille inverse au sud de la Brèche de l'Oppidum. 1) Vue générale. 2) Vue de détail sur affleurement. (Photos : N. Espurt, 2009).....	190
Figure 127 : Extension de la ria messinienne en Provence (tracé d'après Clauzon et Fleury, inédit). Le cadre noir indique la localisation du canyon d'Oraison.	194
Figure 128 : Panorama du canyon d'Oraison et son interprétation géologique. Les photos 1 et 2 sont des illustrations des affleurements dont la localisation est schématisée par les cadres noirs. La carte indique la position du profil électrique et du forage par rapport aux bordures du canyon.	195
Figure 129: Carte géologique du secteur de la confluence entre l'Asse et la Durance (d'après Dubar, 1984). 1) Poudingue du Valensole I (Miocène sup.). 2) Ravinement messinien. 3) trace des talwegs messiniens. 4) formation à séquence granoclassée (origine locale). 5) Poudingue du Valensole II (Pliocène). 6) Cailloutis sommitaux (Pléistocène inf.).	196
Figure 130: Profil de résistivité électrique réalisé à l'aplomb de l'affleurement du canyon d'Oraison et son interprétation.	196
Figure 131: Log interprétatif du forage d'Oraison.	198

Figure 132 : Interprétation géologique du canyon messinien d'Oraison et localisation des marqueurs résultant de la crise de salinité.....	199
Figure 133 : Modélisation numérique du rebond des Alpes lié à l'érosion (d'après Champagnac et al., 2008). Les résultats de cette thèse montrent que les valeurs maximales présentées dans cette figure peuvent être divisées par 2,5.	200
 Partie III : Apports de la géomorphologie quantitative	
Figure 134 : Carte géologique simplifiée du Luberon (d'après Champion, 1999), et localisation des coupes géologiques de la Figure 135.	207
Figure 135 : Coupes géologiques du Luberon (d'après Champion, 1999). Localisation des coupes sur la Figure 134.	207
Figure 136 : Schéma structural de la partie orientale du Luberon : le pli de Manosque (d'après Authemayou, inédit), et localisation des coupes de la Figure 137.	208
Figure 137 : Reconstitution 3D de la géométrie du pli de Manosque (d'après Authemayou, inédit). La couche repère (rose) correspond au toit du Sannoisien (Oligocène inférieur). Les polygones rouges correspondent à la géométrie du système de faille de la Moyenne Durance. Les flèches vertes sont les axes des plis anticlinaux. La surface bleue est la vallée actuelle de la Durance. La localisation des coupes se trouve en Figure 136.....	209
Figure 138 : Déformation plicative (a) et stries (b) dans les conglomérats pliocènes en avant-pays du Luberon (Lieu-dit Micoulin). c) Tenseur des contraintes (σ_1 est N-S ; σ_2 est E-W et σ_3 est sub-vertical); d) localisation sur le fond de carte géologique au 1/100000 (Moutier et Balme, 1997).	211
Figure 139 : Projection des altitudes perpendiculairement à la ligne de crête pour les différentes parties du Luberon. (Petit et Grand Luberon d'après Champion, 1999). Les points correspondent à chaque altitude projetée, la ligne correspond à l'altitude moyenne.	212
Figure 140 : Définition des zones morphostructurales du Luberon comparées dans l'étude de géomorphologie quantitative et trace axiale des plis anticlinaux par rapport à la ligne de partage des eaux.	213
Figure 141 Codification de Strahler, nomenclature des biefs (Strahler, 1952).	213
Figure 142 : Représentation graphique de l'expression de l'intégrale hypsométrique (a), type de courbe et de valeur (c) en fonction de la maturité du relief (b), d'après Davis, 1899), d'après Champion, 1999.	214
Figure 143 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versants du Petit Luberon. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) relief local, D) densité de drainage.....	217
Figure 144 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versants du pli de Manosque. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) relief local, D) densité de drainage. ...	219
Figure 145 : Evolution par érosion d'un pli déversé. Notez (i) le recul vers le flanc long de la ligne de crête (LC) par rapport à la trace du plan axial du pli (PA) (ii) le développement morphologique plus important du versant Sud..	220
Figure 146 : Représentation théorique de la relation pente aire-drainée pour les différentes parties d'un bassin versant (d'après Duvall et al., 2004). La partie grisée est celle qui permet de déterminer les paramètres k_s et θ par régression. Elle correspond à la partie où le cours d'eau a le pouvoir d'inciser le bassin (réseau hydrographique). L'aire drainée minimum correspondant à cette partie détermine le seuil à partir duquel l'aire drainée est suffisante pour pouvoir éroder (limite entre le versant et le réseau).....	224

Figure 147 : Représentation de la relation pente aire-drainée pour le pli de Manosque (sans sa terminaison périclinale) et pour l'intégralité du Luberon (sans le pli de Manosque). Les points verts correspondent à la partie où le cours d'eau à la pouvoir d'inciser le bassin (aire drainée > 50000 m ²). Les courbes rouges représentent les incertitudes.	224
Figure 148 : Courbes de régression de la relation pente en fonction de l'aire drainée pour les 9 secteurs étudiés. ...	225
Figure 149 : Représentation graphique de la répartition des lithologies dans le pli de Manosque et dans le reste du Luberon. Les valeurs sont en pourcentage.	226
Figure 150 : Contexte morpho-structural des Alpilles.	230
Figure 151 : Projection des altitudes du chaînon des Alpilles (en rouge) parallèlement à la ligne de crête et comparaison avec le chaînon du Petit Luberon (en bleu).	230
Figure 152 : Profils topographiques de la base du relief des chaînons des Alpilles et du Luberon.	231
Figure 153 : Délimitation des zones structurales choisies pour l'étude du réseau hydrographique des Alpilles.	233
Figure 154 : Représentation spatiale des valeurs des paramètres morphologiques des bassins versant des Alpilles. A) Valeur de l'intégrale hypsométrique, B) pente moyenne, C) Relief local, D) densité de drainage.	235
Figure 155 : Illustration de la dépendance à la lithologie de la valeur de l'intégrale hypsométrique, les valeurs élevées se corrélant avec les zones d'affleurement des calcaires urgoniens (contours blancs).	236
Figure 156 : Représentation graphique de la relation pente/aire drainée pour les Alpilles. Les points verts correspondent à la partie fluviale du bassin (> 50000 m ² pour les Opies, >20000 m ² pour le reste des Alpilles). ...	237
Figure 157 : Synthèse des courbes de régression de la relation pente-aire drainée pour les différentes zones morpho-structurales des Alpilles. Le massif des Opies suit une tendance différente du reste de la chaîne.	238
Figure 158: Représentation schématique de la cascade nucléaire. (d'après Siame et al., 2000). Elle représente schématiquement le fractionnement dans l'atmosphère, du rayonnement primaire en ses composantes secondaires nucléoniques, muoniques et photoélectroniques et de fait, la perte d'énergie des particules.	245
Figure 159: Evolution de la concentration en ¹⁰ Be en fonction du temps et du taux d'érosion (d'après Braucher, 1998 et Siame, 1998).	246
Figure 160: Equation différentielle représentant l'évolution au cours du temps de la concentration en nucléide cosmogénique dans une roche à une profondeur donnée. La contribution de chaque type de particule secondaire peut ainsi être calculée (d'après Siame et al., 2004).	247
Figure 161: Représentation de l'unicité de la solution « âge d'exposition/taux de dénudation » pour un prélèvement le long d'un profil vertical (d'après Siame et al., 2004). A : Modélisation de la décroissance de la concentration en ¹⁰ Be en fonction de la profondeur B : Représentation graphique de l'acquisition du couple « âge d'exposition/taux d'érosion ». C et D : Représentation 2D et 3D de la dispersion statistique des couples « âge d'exposition/taux d'érosion » et intervalles de confiance obtenus par le test du χ^2	248
Figure 162: Carte de localisation des profils de la Crau du Luquier et de Miramas. Fv = Crau d'Arles équivalent latéral du Valensole 2). Fx = Crau du Luquier. Fy = Crau de Miramas. Le fond de carte est la carte géologique de Marseille au 1/250000 (d'après Rouire, 1979).	249
Figure 163: Photographies des profils verticaux échantillonnés. A) Crau de Miramas dans la gravière des Jumeaux. B) Crau du Luquier dans l'ancienne gravière du mas Chausson (localisation Figure 162).	250
Figure 164: Bloc diagramme montrant la géométrie des dépôts quaternaires de la Durance avant et après le dernier détournement, et contraintes chronologiques relatives.	251

Figure 165: Modèles d'érosion et conséquences sur la distribution en surface des concentrations en nucléides cosmogéniques.	252
Figure 166 : Représentation graphique de la décroissance du ^{10}Be produit in-situ pour la Crau de Miramas et courbe de meilleure approximation du couple « âge d'exposition/taux de dénudation ».	254
Figure 167 : Représentation de la répartition des χ^2 en fonction du taux de dénudation et de l'âge d'exposition pour les échantillons de la Crau de Miramas. Les incertitudes données correspondent à une valeur de représentativité de 10 %.	254
Figure 168: Représentation graphique de la décroissance du ^{10}Be produit in-situ pour la Crau de Luquier et courbe de meilleure approximation du couple « âge d'exposition/taux de dénudation ».	256
Figure 169 : Représentation de la répartition des χ^2 en fonction du taux de dénudation et de l'âge d'exposition pour les échantillons de la Crau du Luquier. Les incertitudes données correspondent à une valeur de représentativité de 10 %.	256
Figure 170: Evolution de la dénudation des terrasses de Crau en fonction des cycles glacio-eustatiques. La courbe de l'évolution du δO^{18} est extraite de Winograd et al., (1997).	259

Discussions et conclusions générales

Figure 171 : Répartition en termes de densité de la sismicité dans le Sud-Est de la France.	265
Figure 172 : Répartition en termes de densité de la sismicité dans le massif du Jura.	266
Figure 173 : Schéma théorique d'un effondrement gravitaire dans un contexte où les conditions aux frontières sont considérées fixes (d'après Selverstone, 2005).	268
Figure 174 : Schéma structural réactualisé de la Provence et vitesses (en mm/an) de déplacement plio-quaternaires vertical (en rouge), horizontal (en bleu) ou déplacement vrai dans le plan de faille (en vert). Les failles représentées ici s'entendent dans le sens général, il ne s'agit pas nécessairement de failles actives. Le fond cartographique est modifié d'après Chantraine et al. (1996) et les vitesses sont compilées à partir de Schlupp et al. (2001) ; Siame et al. (2004) ; Guignard et al. (2005) ; Cushing et al., (2005) ; Chardon et al. (2005) et cette thèse.	271

TABLEAUX :

Tableau 1: Moyenne des valeurs de chaque paramètre géomorphologique des bassins étudiés en fonction de leur zone géographique. Le détail pour chacun des bassins se trouve en Figure 143 et Figure 144.....	215
Tableau 2 : Détermination graphique des paramètres k_s et θ pour chaque domaine du Luberon. Le facteur R^2 est aussi présenté afin de rendre compte de la qualité d'ajustement des données. Manosque E+W représente la totalité des données sur le pli de Manosque sans sa terminaison périclinale, Luberon total représente la totalité des données sur le Luberon hors pli de Manosque.	225
Tableau 3 : Comparaison des valeurs de k_s normalisées pour différentes valeurs de concavité choisies entre le pli de Manosque et le reste du Luberon. Quelque soit la valeur de concavité choisie, le ratio entre les deux valeurs de k_s normalisés reste sensiblement identique, indiquant le caractère indépendant de ces deux paramètres.....	226
Tableau 4 : Valeurs des différents paramètres morphologiques calculés pour les bassins versants des Alpilles et comparaison avec les valeurs du petit Luberon.....	233
Tableau 5 : Détermination graphique des paramètres K_s et θ pour chaque domaine des Alpilles. Le facteur R^2 est aussi présenté afin de rendre compte de la qualité d'ajustement des données.	238
Tableau 6 : Comparaison des valeurs de k_s normalisés pour différentes valeurs de concavité choisies entre le massif des Opies et le reste des Alpilles.....	239
Tableau 7: Mesure du ^{10}Be produit in-situ pour les échantillons de la Crau de Miramas et minimisation du χ^2	253
Tableau 8: Mesure du ^{10}Be produit in-situ pour les échantillons de la Crau du Luquier et minimisation du χ^2	255

ANNEXES

ANNEXE I: ARTICLE CLAUZON ET AL., SOUMIS

Tectonics and morphogenesis of Provence since the Miocene: a morphostructural study of the Luberon (SE France)

Georges CLAUZON¹, Jules FLEURY^{1*}, Olivier BELLIER¹, Stéphane MOLLIEUX¹, Ludovic MOCOCHAIN¹ and Jean-Pierre AGUILAR²

1: Université Aix-Marseille, CEREGE, CNRS, IRD, CdF - Europôle de l'Arbois, BP80, 13545 Aix-en-Provence Cédex 4, France

2: Laboratoire de Paléontologie, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France

*Corresponding author: fleury@cerege.fr

Abstract

In northern Provence, a determining tectonic episode occurred between 10 and 6 Ma prior to the Messinian Salinity Crisis (MSC). It is expressed by the reactivation of a ramp anticline on the Luberon Fold, which was developed during the Pyrenean orogeny, with most of the deformation taking place within the Eocene. This Miocene phase led to a concomitant rejuvenation of the relief, along with the development of a “Jurassian” structural morphology and drainage pattern. Its most spectacular expression is the transverse valleys that provide evidence of powerful downcutting.

The earliest occurrence of the Valensole gravel is found in the Cucuron basin, in the foreland of the future Luberon, and is dated at around 11 Ma (Besson, 2005). The uplift of the Luberon fold and its foreland leads to propagation of this unit towards the south, whilst the phases of eustatic high sea-level that precede and follow the ending of the MSC cause an accretion of the piedmont. The Alpine structural development of the Luberon occurred before the MSC, and took place within two distinct tectonic episodes during the Miocene: the first episode, in the Early Miocene (Langhian), mainly affects the Petit Luberon, while the second more recent episode, during the Tortonian, leads to deformation in the Grand Luberon before 5.9 Ma. These tectonic events, as well as their large-scale morphological consequences, creation of the volumes of the present-day relief, indicate that the Tortonian phase is the more important of the Miocene episodes in controlling the Alpine structural development of the Luberon, as well as its forelands and associated ranges to the south of the panel. After the Miocene, even though the slower rate of deformation does not lead to modification of the morphology, the Alpine phase is also expressed in the

migration of the deformation towards the south of the Luberon. Evidence of this phenomenon is given by certain still-active faults, as shown by the 1909 Lambesc earthquake (11 June 1909; 6 Mw), which triggered the reactivation of the Trévaresse fault (Chardon et al., 2005).

Keywords : Alpine tectonics, Messinian Salinity Crisis, Provence morphogenesis, geodynamics.

Tectonique et morphogénèse de la Provence depuis le Miocène : étude morphostructurale du Luberon (SE France)

Résumé

En Provence septentrionale, un épisode tectonique déterminant, antérieur à la crise de salinité messinienne, intervint entre 10 et 6 Ma. Il s'agit de la réactivation en anticlinal sur rampe, du pli du Luberon mis en place au pyrénéen, essentiellement à l'éocène. En concomitance, cette phase miocène génère une réjuvenation des reliefs avec la mise en place conjuguée d'une morphologie structurale et d'une hydrographie de type « jurassien », dont les cluses, preuves d'une forte incision, en sont l'expression la plus spectaculaire.

Le cailloutis de Valensole apparaît pour la première fois dans le bassin de Cucuron, en avant-pays du futur Luberon, vers 11 Ma. La surrection de ce pli et de son avant-pays induit sa propagation vers le Sud tandis que les phases de hauts niveaux eustatiques qui précèdent et suivent l'effondrement de la crise de salinité, occasionnent une accréction du piémont. La structuration alpine du Luberon est réalisée avant la crise de salinité et se déroule en deux épisodes tectoniques distincts d'âge miocène : le premier d'âge miocène inférieur (Langhien) affecte essentiellement le Petit Luberon tandis que le second épisode, plus récent, structure le Grand Luberon avant 5,9 Ma,. Les manifestations tectoniques ainsi que leurs incidences morphologiques de grande ampleur (création des volumes des reliefs actuels), indiquent que la phase tortonienne de l'orogénèse alpine s'avère la phase majeure des épisodes miocènes dans la structuration du Luberon, de son avant pays, et des chaînons associés au Sud du massif.

Après le Miocène, même si la vitesse de la déformation ne permet pas une modification des morphologies, la phase alpine s'exprime également par une migration de la déformation vers le Sud du Luberon (dans l'avant-pays du front de l'arc alpin). Nous en avons pour preuve certains accidents toujours actifs comme en témoigne le séisme de 1909 (Lambesc du 11 juin 1909 ; Mw = 6), qui constitue la réactivation de la faille de la Trévaresse.

Mots-clefs : tectonique alpine, crise de salinité messinienne, morphogénèse de la Provence, géodynamique

Introduction

The Meso-Cenozoic cover panel of northern Provence is one of the most emblematic terrains of the region. It corresponds to a quadrilateral extending from East to West over a width of 100 km, bordered to the West by the Nîmes fault striking NE-SW, to the North by the north-facing Ventoux-Lure thrust striking E-W and, to the East, by the NNE-SSW-trending Middle Durance Fault (MDF) (Villeger and Andrieux, 1987; Champion et al., 2000; Chardon and Bellier, 2003) (Fig. 1). The post-Miocene internal deformation of this segment is mainly represented by south-facing reverse faults, each one being associated with an anticline. From North to South, these ranges correspond to the Luberon, the Alpilles, Costes, Trévaresse and La Fare.

The north Provence panel is therefore made up of a series of plateau massifs (Plateau de Vaucluse), ranges (Luberon, Alpilles, etc.) and depressions (Apt and Pertuis basins), which are deformed by folds and thrusts with an E-W axis.

In this context, the Luberon, and particularly the Grand Luberon, is worthy of special attention. It contains a great wealth of geological objects of various types (structure, morphology, stratigraphy, lithology, paleontology, etc.).

Since the nineteenth century, and up to the discovery of the Messinian evaporites (Ryan et al., 1973), it seemed an established fact that the downcutting of the Provence drainage patterns resulted from coeval tectonic activity, the “Pontic” phase, which occurred at the very end of the Miocene. Moreover, the Luberon (Cucuron section and the large-vertebrate fossil locality of Mont Léberon (Gaudry, 1873)) was taken as the stratotype for the definition of the Pontian stage (Depéret, 1893; Clauzon, 1981). This stage provided the chronostratigraphic marker for the definition of the “Pontic” orogenic phase (Kilian, 1893).

Owing to the identification of benchmark levels in the Luberon foreland that arise from the MSC and its subsequent effects in the Pliocene (Clauzon 1996), it has been possible to revise the recent geodynamic evolution of Provence and its morphogenesis. This analysis showed that most of the structural development of the Luberon took place prior to the onset of the Messinian downcutting (Clauzon et al., 1994 ; 1995 ; 1996), a hypothesis later backed up by the studies of Champion et al. (2000).

These markers allow us to carry out an accurate reconstruction of the evolution of the north Provençal domain from 11 Ma onwards (Clauzon et Robert, 1984; Clauzon, 1996). The aim of this study is to present a joint approach including morphostructural field studies and a reinterpretation of the marker surfaces, along with deformations compiled and analysed in a Geographic Information System (GIS). This approach has made it possible to highlight new morpho-tectonic arguments in favour of a polyphase Alpine tectonic evolution that reactivated the deformation of the Luberon and associated ranges.

1. Structure and relief in Provence

Provence is situated in the SE Basin of France and makes up the foreland of the Pyrenean and Alpine chains. In this context, the north Provençal panel is composed of ranges formed by E-W-trending ramp anticlines and by strike-slip faults oriented N-S to NE-SW, including the Salon-Cavaillon, Aix and Middle Durance faults. This structure is the result of two compressional phases: the Pyreneo-Provençal (end-Cretaceous and Eocene) and Alpine (Miocene to present day) phases, separated by a period of extension in the Oligocene; the N-S-trending faults are major faults formed during the late Hercynian phase and reactivated during the different phases of Mesozoic and Cenozoic tectogenesis. The reinterpretation of a N-S seismic profile across the north Provençal panel shows that the system is affected by major thrusting towards the South, and that only a few backthrusts are directed northward (Terrier and Winter, 2006). The Middle Durance and Aix faults to the East and the Salon-Cavaillon fault to the West are major lateral ramps delimiting this panel, which is characterized by a very thick sedimentary cover (6-8 km on average, with maximum local depths of 10 km) (Cushing et al., 2008).

The tectonic activity within the Provençal panel is moderate but complex. During the Cenozoic, tectonics interfered with an important erosive event characterized by alternating phases of planation, infilling and dissection (Clauzon, 1996; Peulvast et al., 1999; Champion et al., 2000). This explains the often discrete or ambiguous nature of the morphological expression of deformation. The Alpine phase is expressed from Miocene times onward by the migration of deformation towards the South, in the foreland of the Alpine arc. This leads to a N-S compressional tectonic regime in the Provençal panel (Chardon and Bellier, 2003). This panel, in the same way as its boundary faults, remains affected by a moderate but regular seismic activity (Cushing et al. 2008).

2. Structure and relief of the Luberon

The structure of the Luberon forms part of a series of E-W-trending folds of Pyrenean age that make up the Provence panel, extending from the coast to the northern anticlinal axis of Mont Ventoux – Montagne de Lure, which culminates at 1911 m (Fig. 1). This range, which is bounded by two major faults, the MDF to the East and the Salon-Cavaillon Fault to the West, can be divided into three distinct morphostructural units all being anticlinal fold (Fig. 2). From East to West, these units are : (1) The Manosque Luberon ; (2) The Grand Luberon ; (3) The Petit Luberon.

The Grand and the Petit Luberon are made up of marine carbonates from the Lower Cretaceous, whereas the core of the Manosque anticline is composed of continental formations dating from the Oligocene. The general structure of this fold, measuring 46 km in length, is a ramp anticline facing south overthrusting a foreland made up of Eocene to Miocene deposits. The whole set of structures, that is to say the major south-facing overthrusts with their associated folds, are oriented E-W, only to be reoriented

NE-SW at the level of the Manosque Luberon Fold. The overall structure corresponds to a ramp anticline overturned towards the South (Killian, 1893; Goguel, 1932).

This is confirmed by different interpretations of the seismic profiles all indicating that the Luberon is a south-facing ramp anticline, rooted in a decollement within the Trias to the North, which underlies the Provençal panel (Roure and Colletta, 1996; Benedicto, 1996; Cushing et al., 2008). Farther South, in the foreland of the Luberon, the faults are rooted either on decollements in marls of the Middle Jurassic and Lower Cretaceous or in the Trias (Chardon and Bellier, 2003).

The fold geometry varies longitudinally (Dorkel et al., 1966; Germain et al., 1966). In fact, the folding is tight at the level of the Aigue-Brun transverse valley (Fig. 2). This tightening corresponds to a NE-SW-trending fault which has a normal/strike-slip component. This fault evidently played an important role in the morphotectonic evolution of the Luberon and appears to correspond to a transfer fault.

The Grand Luberon is a compressive horst: it is narrow and asymmetrical, slightly overturned towards the South, and bordered by antithetic reverse faults, the southern boundary fault being the more important of the two. The Grand Luberon forms the highest point of the panel, with elevations of up to more than 1100 m. Moreover, the Grand Luberon foreland is made up of a syncline filled with Miocene sediments derived chiefly from erosion of the fold (Clauzon, 1984). By studying the deformation in these beds, which are rich in fauna, we can narrow down the chronology of Alpine deformational phases in the Grand Luberon.

The Petit Luberon is a ramp anticline of greater amplitude, and is associated with a backthrust to the north. It makes up the western part of the range, rising to an elevation of over 700 m. The structure shows evidence of polyphase deformation. The earliest Pyreneo-Provençal phase is recorded by the discordance of the Miocene on Eocene series folded and upturned to the vertical in the South of the panel (Clauzon, 1975). The summit surface of the range is flattened and makes up a planation surface (wave cut surface) linked to the Tortonian transgression (11 Ma) (Champion et al., 2000). Miocene deposits are folded in anticlines and form overthrusts within the structure. To the north, the folding of these deposits forms a syncline. These deformations characterize the second phase: the reactivation of the Luberon during the Alpine phase.

The Manosque Luberon is distinct from the rest of the Luberon structure, corresponding to its prolongation along the MDF. The relief is characterized by juvenile morphology and contains deformed Oligocene overthrusting the marine Middle Miocene. Therefore, this structure developed after the Middle Miocene. The strongly deformed Oligocene deposits (Destombes, 1962) are 3000 m thick and make up the filling of an ancient basin, the Forcalquier basin.

Oligo-Miocene strata are locally upturned towards the vertical on the eastern flank, close to the MDF. This fold results directly from the inversion of the MDF to form a reverse fault during the Alpine phase (fault with 3000 m of normal throw during the Oligocene (Roure et al., 1992; Benedicto, 1996; Cushing et al. 2008)). Its relief is further accentuated by salt tectonics linked to the thick deposits of rock salt in the core of the basin (Mercier et al., 1972). The Manosque Luberon Fold is bordered on the West by a N-S fault whose trace follows the Lague valley, and which might correspond to the major structural boundary with the Grand Luberon.

3. Tectogenesis of the Luberon.

Inheritance of Pyreneo-Provençal structures

The thick Mesozoic succession of northern Provence is essentially of Cretaceous age, undergoing an intense and early tectonic event during the “Pyreneo-Provençal” phase (also known as Pyrenean orogeny) in the Late Cretaceous/Eocene, as shown by each of the units mentioned in this study. The evidence is as follows:

- In the Grand Luberon, the presence of Oligocene deposits discordant on the eastern pericline of this Cretaceous structure, near Peypin d'Aigues;
- In the Petit Luberon, the same conclusion is borne out by the olistoliths of the marine Miocene, which are discordant on the folded structures of the forelands of this unit (Goguel, 1932; Dorkel et al., 1966; Clauzon, 1975). These formations are eocene in age (Depéret et Leenhardt, 1890; Depéret, 1894), meaning that the first Luberon folding belongs to the Pyrenean deformation phase;
- In the Concors massif (Figs. 2 and 10), the marine Miocene discordantly overlies the deformed Mesozoic and Paleogene beds (Gouvernet et al., 1970).

All these observations demonstrate the ubiquitous structuration of the Pyrenean folding in the Provence.

Oligocene and Alpine tectonic evolution

By contrast, the Oligocene is characterized by a period of E-W extension leading to the formation of basins that attain their maximum subsidence at the foot of major NW-SE faults such as the Nîmes Fault and the MDF. The deposits are situated on either side of the Luberon range with their thickness decreasing from East to West. An angular discordance of around 30° with the Cretaceous deposits can be observed on the northern limb of the anticline. The Luberon remained in a high position during this period and therefore formed a source area for sediment supply. In the range, Oligocene deposits are only found near the transfer fault zone separating the Petit and the Grand Luberon. In this sector, two faults are

reactivated as normal faults and appear to control the formation of a small graben oriented NNE-SSW in the North of the range.

The Burdigalian Sea then completely covered the Luberon. Indeed, Burdigalian marine molasse is present up to an elevation of 800 m, and the sediments lack any Cretaceous limestone clasts derived from erosion of the fold (Combaluzier, 1932; Goguel, 1932; Dubois, 1966). The deformation of the Miocene erosion surfaces provides evidence for an initial phase of Miocene folding at the end of the Burdigalian and the beginning of the Langhian (Clauzon et al., 1997; Champion et al., 2000; Besson, 2005). The marine Miocene succession then passes up into Tortonian continental sediments, composed mainly of material derived from erosion of the fold during the orogenesis, which were laid down in progressive discordance (Figs. 3b and 5) in the foreland of the Luberon (synclines of Cucuron and Cadenet-Pertuis) (Clauzon and Robert, 1984; Clauzon, 1996). The progressive folding of these sediments implies a second miocene deformation phase of the Luberon between 10 and 5.9 Ma. In fact, the summit of this continental surface is undeformed; it can be dated as later than 6.5 Ma. according to the fossil rodent families (Aguilar and Clauzon, 1982), and earlier than the Messinian downcutting (Clauzon, 1984).

In conclusion, two phases of Miocene deformation are recognised in the polyphase structure of this range (one is end-Burdigalian and the other Tortonian-Messinian) (Clauzon et al., 1997). It is important here to distinguish the features arising from each of these phases. The morphotectonic arguments obtained from an analysis of the Grand Luberon foreland provide evidence for the Tortonian-Messinian tectonic phase, whereas the study of the Petit Luberon allows us to decipher the history of the end-Burdigalian episode (Combaluzier, 1932 ; Goguel, 1932 ; Dubois, 1966 ; Clauzon, 1972 ; Clauzon, 1974; Clauzon et Gouvernet, 1974; Clauzon, 1975 ; Combes, 1984 ; Besson, 2005).

4. Evidence of deformation of the Miocene foreland of the Grand Luberon

The essential point of this study concerns the evolution of the foreland of the Grand Luberon. A N-S section passing through the Mourre-Nègre and Cucuron (Fig. 3) reveals a morphological trilogy that corresponds to a three-fold structural and paleogeographic pattern containing the following units from North to South :

- The Luberon mountain, a ramp anticline facing south, but whose regional structure corresponds to a compressive horst delimited by a major overthrust dipping from north to south, and a southward-dipping backthrust in the North.
- The southern foothills, extending over about 11 km, forming the folded Miocene foreland.
- The river corridor of the Lower Durance, 5 km wide, which corresponds to a morphology inherited from the Messinian canyon reworked during the Plio-Quaternary.

Structural development of the foreland

The fold structures of the Miocene foreland, and associated ridges located to the south, are arranged along E-W axes. From North to South, we can distinguish (Figs. 3 and 4) :

- The Cucuron syncline, partly overthrust by the Cretaceous anticline of the Luberon.
- The Déboulière anticline, with a Cretaceous tectonic peel thrust at its core which overthrusts onto the Miocene towards the South.
- The Cadenet/Pertuis syncline, whose sedimentary succession is capped by an allochthonous conglomerate known as the Valensole gravel (Unit Valensole I, cf. Clauzon, 1979).
- The Costes Massif is an anticlinal recurrence of Cretaceous rocks overthrusting towards the South onto the Oligocene, and even the Miocene (Rognes sector).
- Farther South, the Trévaresse Fold (picked out by a range of the same name) is a south-facing “forced” ramp anticline that developed on a reverse fault during the end-Miocene to Pliocene, as well as after the Early Quaternary. Indeed, a frontal fault associated with the Trévaresse Fold fault causes Tortonian-age terrains to overthrust onto the Quaternary series. The fault was reactivated during the 1909 earthquake, a clear indication of its present-day activity (Chardon et al., 2005).

From the stratigraphic point of view, the Neogene foreland of the Luberon is made up of two sedimentary mega-cycles: sediments belonging to the first cycle, of Miocene age, cover the whole of the foreland area, while the second cycle, dated as Pliocene, is restricted to an infilling the Messinian canyon of the Durance. This gullying topography leads to the nesting of the Pliocene cycle deposits within the Miocene cycle sequence (Figs. 3b and 5). Moreover, each of these cycles begins with marine facies and ends with continental facies. The topmost member of each cycle is made up systematically of Durancian allochthonous conglomerates (named Valensole I for the Miocene and Valensole II for the Pliocene (Clauzon, 1979; 1988)).

Chronology of Neogene deformation

The Miocene foreland basin and its filling are seen to be folded, with the exception of the final abandonment surface and the Pliocene unit that lies on a ravinement surface. This corresponds to a nested arrangement of the two units (Fig. 5), which implies that the deformation took place before the abandonment surface.

There are five marker surfaces or horizons in the Miocene foreland. Four of these horizons result from the MSC, so they can be used either directly or indirectly as indicators of this phenomenon (Clauzon, 1988). We can list them in chronological order as follows (Fig. 5):

- Horizon 0: This surface is totally independent of the salinity crisis, which it precedes by several million years. It corresponds to the marine-continental transition of Miocene age (Figs. 4b and 5). Like the Pliocene marine-continental transition, horizon 0 is diachronous since it is associated with sedimentary progradation. The rodent-bearing material at Pertuis (Aguilar and Clauzon, 1982) yields a local age of 9.5 Ma (Fig. 7).
- Horizon 1: the pre-evaporitic abandonment surface, coeval with the triggering of the salinity crisis at 5.9 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgman et al., 1999). It can be observed on the Plateau des Gardis, to the north of Cadenet, where it overlies the eastern extremity of the Pertuis-Cadenet Syncline, at a height of 340 m.
- Horizon 2: the Messinian erosion surface, whose development was completed by the sudden refilling of the Mediterranean Basin at 5.3 Ma (Gautier et al., 1994 ; Lourens et al., 2004). It occurs at the surface on the south bank of the Durance, alongside the Saint-Christophe Dam. It is fossilised by a condensation surface dating from the Pliocene (Clauzon et al., 1995), which is picked out by a pellicular limonite encrustation.
- Horizon 3: the Pliocene marine/continental transition. It was built up by the progradation of the Gilbert delta in the pliocene ria. This diachronous surface could not be constrained chronologically. Its age is inferred by interpolation from neighbours paleontological deposits.
- Horizon 4: the Pliocene abandonment surface, ending the infilling of the Messinian canyons at 2 Ma (top surface of the Valensole II conglomerate (Clauzon, 1979)).

We can consider this event-related stratigraphy along with the evidence from three rodent fauna sites that corroborate the chronological scheme mentioned above. The three rodent-bearing deposits concerned are i) Pertuis (Aguilar and Clauzon, 1982), in the syncline of the same name, ii) Stade de Cucuron (Mein and Michaux, 1979) and iii) Ratavous (Aguilar and Clauzon, 1982) in the Cucuron syncline. These three deposits are situated conformably between 0 and 1 on the reference section (Fig. 4b) and benefit from a calibration by radiometric dating (Fig. 7).

The age of deformation of the Luberon foreland is thus closely bracketed by three of the five marker horizons studied here (levels 0, 1 and 2). In the following, we give some details of their chronology.

5. The revised Tortonian age of orogenesis in the Grand Luberon

Chronology and geometry of the two Miocene marker horizons in the Luberon foreland

The Miocene marine/continental transition

This sequence contains the first continental member of the Miocene cycle. The facies is that of a calcrete possessing a very characteristic mineralogical signature, with attapulgitite as the dominant marker (Clauzon and Robert, 1984). This heterochronous marker is dated locally at 9.5 Ma by the immediately overlying beds with rodent fauna at Pertuis (Aguilar and Clauzon, 1982) (Fig. 7).

In terms of geometry, like the whole underlying marine succession, this calcrete is deformed into a synclinal structure, which is slightly asymmetrical, with dips of around 30° on the northern limb and around 15° on the southern limb (Fig. 5).

The pre-evaporitic abandonment surface

The Miocene continental succession is composed of marls, sands and lacustrine limestones. It is capped by a coarse allochthonous conglomerate : the Valensole I gravel.

The abandonment surface corresponding to the roof of this gravel displays a planar geometry. Since it is unaffected by deformation, this surface must predate the folding. Hence, folding must have come to an end by 5.9 Ma, which is the age obtained for this isochron surface. Consequently, this deformational phase can be bracketed in the time interval from 9.5 to 5.9 Ma separating the two marker horizons mentioned above. Therefore, the Messinian erosion proves to be independent of the orogenic phase which, for the most part, is attributed to the Late Tortonian-Early Messinian period (Clauzon, 1996).

Progressive discordance of the Cucuron breccia

The structural style demonstrated for the Cadenet-Pertuis syncline is similarly applied to the Cucuron Syncline, with just two particular features due to its proximity to the Luberon overthrust front :

- From the tectonic point of view, the intensity of the deformation is more marked, being highlighted by a considerable asymmetry; the northern flank of the syncline is upturned to the vertical, while the southern flank is slightly overturned towards the North (dip of 20-30°).
- From the stratigraphic point of view, the Valensole gravel is replaced by the Cucuron breccia (Fontannes, 1878 ; Goguel, 1932 ; Clauzon, 1981 ; Clauzon et Robert, 1984 ; Clauzon, 1988), a monogenetic clastic deposit supplied by the carbonates of the Grand Luberon (Fig. 5 and 6).

The conclusions drawn in the case of the Pertuis-Cadenet Syncline are backed up by the geometry of the sedimentary structures in the Cucuron breccia. Indeed, on the northern flank of this fold, the breccia occupies the entire stratigraphic volume between the two marker horizons that bound it -calcrete (Horizon 0) for the wall, abandonment surface (Horizon 1) for the roof-. The dips decrease regularly between the lower sub-vertical members and the topmost members of the breccia, where syn-sedimentary dips are preserved (Figs. 5 and 6). This particular configuration, with progressive discordance of the breccia on earlier members, shows that the deformation is synsedimentary. The sedimentary record was

accumulated progressively during the genesis of the Cucuron Syncline, and is therefore synchronous with the thrusting of the Grand Luberon onto its Miocene foreland.

The Grand Luberon overthrust (Figs. 2 and 3)

The Grand Luberon corresponds to an asymmetric anticlinal fold with a subvertical southern flank and a northern flank having a shallower dip (20 to 50°). This knee-shaped fold affects a thick Neocomian succession (around 1 km) mainly composed of carbonates, but which nevertheless contains a few marly alternations (mainly at the level of the Valanginian). This structure gives rise to an anticlinal valley morphology with its flank excavated in marls and dominated by a ridge made up of Hauterivian limestones. In the East, near Peypin d'Aigues, this fold is closed by a pericline covered on each side by a detrital envelope of Lower Oligocene (Dorkel et al., 1966). The initial development of the fold can therefore be attributed to the Pyrenean phase. It is an upright fold truncated at the level of the crest. The Miocene reactivation of this anticline led to its overthrusting.

The reverse fault of this overthrust extends over a dozen kilometres in an East-West direction. It is first observed in the East, just north of Peypin d'Aigues, in the core of the pericline. This fault then affects only the Berriasian, the lowest member of the Neocomian succession. Towards the West, we observe an enhanced overthrusting of the northern onto the southern flank. Near Tulière Farm, the Cretaceous tectonic peel thrust overlies the Miocene of the Cucuron Syncline, where it progressively covers the different marine members of this series with an overthrust amplitude of some 800 m (Anglada and Colomb, 1967). Further on, the overthrust disappears under the Cucuron breccia.

6. Morphological and geodynamic evidence of the Tortonian episode

Besides the stratigraphic, sedimentary and tectonic arguments for Tortonian deformation, we should bear in mind other evidence of a geomorphological and geodynamic nature. On the one hand, we should mention the Aigue-Brun antecedent transverse valley and, on the other hand, the southward migration of the Valensole gravel over the whole width of the Miocene foreland, along with the Durance river that supplied the clastic material.

The Aigue-Brun antecedent transverse valley (or antecedent river gap)

The Aigue-Brun valley marks the separation between the Grand Luberon and the Petit Luberon (Fig. 2). From the morphological standpoint, this feature is a transverse valley or gap that allows the river to pass from the Apt Basin to the Cucuron Basin crossing the Cretaceous anticline of the Luberon. The crossing of this relief constitutes a real anomaly. In fact, the line of the mountain ridge is situated about 400 m above the Aigue-Brun thalweg. Furthermore, the hydric budget of this drainage pattern is very low, fed by a catchment basin reduced to no more than 25 km².

To explain this marked inverted relief, two interpretations can be envisaged: superimposition or antecedence.

Since there is no surviving stratigraphic, sedimentary nor tectonic evidence on the ground, superimposition must be ruled out. On the other hand, the antecedent interpretation appears adequate and compatible with the classical system of a drainage pattern accompanying the development of a Jurassic juvenile relief (cf. below).

Southward migration of the Valensole gravels during the Miocene associated with development of present-day structures

On the northern flank of the Cucuron syncline (Figs. 4 and 5), the first/?lowermost occurrence of the Valensole allochthonous gravel is found in the “Cabrières d'Aigues marls” (Fontannes, 1878). This formation lies immediately above the “Cucuron molasse”, but underlies the calcrete that marks the emergence of the basin (Fig. 4). From the chronological point of view (Besson, 2005), the foraminifera (biozone N14-N15) present in this formation allow us to attribute a Lower Tortonian age (about 11 Ma).

Numerous pebbles of this gravel are riddled with perforations by rock-borers, while others are encrusted with bivalves. The matrix of the gravel is composed of the famous Cabrières marls, which are very rich in macrofauna and have long been well-known (Fontannes, 1878; Depéret, 1893). These marls served as parastratotype for the Tortonian of Italy. The paleontological evidence from the Cucuron syncline indicates a neritic paleogeographical environment, so, we can conclude that the first local appearance of this gravel occurred in a marine environment.

In the Pertuis-Cadenet syncline, gravel is absent from this same formation (i.e. the Cabrières d'Aigues marls) (Fig. 4), so we can infer that the Cucuron Basin corresponds to the head of a gulf into which the Durance flowed.

Above the calcrete in both the Cabrières and Cucuron areas, the previously mentioned Cucuron breccia laterally replaces the Valensole gravel over the entire thickness of the continental sequence (Miocene marine/continental transition) (Fig. 4). On the other hand, in the Pertuis syncline, the Valensole gravel is found above the calcrete. The deposit at Pertuis has been dated at 9.5 Ma from rodents (Aguilar et Clauzon, 1982), which provides an age for the gravel at this site. This leads us to show that the migration of gravel sedimentation from one syncline to the other occurred between 11 and 9.5 Ma. A decisive event took place during this interval: an environmental modification with the emergence of the foreland indicated by the attapulgitic calcrete marking the marine-continental transition.

In this southern sector, the continental aggradation of the Valensole gravel proceeds according to the same mechanism and for the same reasons as the Cucuron breccia: the development of the

sedimentary structures is coeval with the folding deformation, which gives rise, in both cases, to a progressive discordance.

This system is clearly visible between Pertuis and Ansouis. In the lower members of the Miocene succession, we can observe a synclinal structure with an East-West axis. This structure is clearly expressed at the level of the Cucuron ?rock bar/?hog back, with dips in the opposite direction of 20-30°. The calcrete (marine-continental transition) displays the same arrangement as the basal beds of the Valensole gravels which overlie the calcrete. On the other hand, the higher levels of the gravels are found placed horizontally.

The processes of aggradation, which are so frequently observed and almost systematic in the evolution of Gilbert deltas (Clauzon et al. 1995), favour the superimposition of the Durance river system during the incision of its Messinian canyon outside the Pertuis-Cadenet syncline, and even outside the Miocene foreland. These dynamic processes have been described in terms of “aggradation epigenesis” (Clauzon, 1996).

7. Morphogenesis of northern Provence before 6 Ma

The case of salient relief: reactivated anticlines

The Mirabeau Fold (Figs. 8 and 9)

The initial fold is “fossilised” by the marine molasse of Bèdes (Collot, 1878 and 1912; Combaluzier, 1932; Rousset, 1978), which is of Early Tortonian age (Besson, 2005), thus demonstrating that this structure developed beforehand. A morphological analysis of the Durance transverse valley allows us to highlight later recurrent faulting on this molasse terrain, but prior to the cutting of the Messinian canyon.

For several hundred metres, the Mirabeau transverse valley cuts into the carbonates of the Mesozoic substratum upturned to the vertical. The Tortonian succession overlying the discordance, which is about fifty metres thick (marine then continental deposits), has been eroded around the transverse valley. It is nevertheless necessary to take it into account in any reconstruction.

Data from the Pont-de-Mirabeau 1 bore-hole (BRGM Subsurface databank - Banque de données du Sous Sol; Clauzon, 1979) provide information on the minimum depth of the canyon, cumulated at the height of the anticline crest. By adding the thickness of removed Miocene cover, we can estimate the overall depth of the canyon as 600 metres. It is not possible under any circumstances to attribute the whole of this depth solely to the Messinian gullyng. This because the amount of upstream regressive erosion could never exceed the downstream values.

Indeed, at the level of Cadenet (25 km downstream), the pre-evaporitic abandonment surface made up of Valensole gravel I, is at an elevation of 340 m NGF, whilst the Messinian thalweg of the Durance is estimated at 0 m NGF (Fig. 8) (Clauzon, 1988). These data imply that, at the Mirabeau transverse valley, the specifically Messinian downcutting cannot exceed 300 m.

From this, we infer that a canyon of equivalent depth ($600-300=300$ m) existed before the regressive Messinian erosion.

As in the case of tectonic activity in the Luberon, the formation of the Mirabeau Fold (Fig. 9) took place in the interval from 11 to 6 Ma, precisely synchronous with the Tortonian phase described above. In both cases, deformation arises from the reactivation of a Pyreneo-Provençal structure.

Folding in the Alpilles

The Messinian Canyon of the Durance crosses the anticline of the Alpilles in a misfit position (Fig. 11). It cuts through the eastern periclinal closure of the fold. In morphogenetic terms, this misfit is explained either by superimposition or by antecedence.

Superimposition can be ruled out here because, at this site, there remains not the slightest trace, either morphological or sedimentary, of the surface that would have existed before the onset of incision. Therefore, this misfit feature must result from an antecedent stream. The chronology argues in favour of this hypothesis since the transverse valley at Saint-Pierre de Vence, where this misfit setting is observed, contains three out of the four markers of the Messino-Pliocene cycle (Clauzon, 1979; 1988).

As in the case of Luberon and Mirabeau, and considering the presence of Eocene formations in the foreland (between Aureille and Maussane, cf. Geological Map 993 Eyguières on a scale of 1:50,000), we find evidence of an Eocene structure reactivated in the Tortonian.

The Concors Fold

This fold has a NW-SE axis (Fig. 10) and is clearly asymmetric with a steeply dipping southwestern limb. It corresponds to an overthrust structure, which gives it a typical morphology. This tectonic slice of Upper Jurassic limestone is overlain discordantly by marine Tortonian deposits that have been mostly eroded away. As in the case of the Luberon, its overthrust block is laterally rooted towards the SE within a pericline covered by a drape of Neocomian carbonates. This complete succession is covered by the overthrust as far as its north-western extremity, close to Meyrargues.

As in the case of the preceding reliefs, the Concors Fold results from a polyphase history. The initial phase of deformation, dating from the Eocene, is recorded in the formations of the Rians Syncline.

Moreover, the Concors Fold is capped by the Tortonian. The recent phase of deformation affects the same Tortonian deposits, which are tilted on the back of the Meyrargues tectonic peel thrust.

In the same way, we find morphological evidence of this Alpine uplift in the systematic antecedence of the drainage patterns arranged perpendicular to the thrust front. In fact, four networks can be seen (Fig. 10), subparallel to each other and near the thrust, cutting the reactivated anticline in spite of the small size of the upstream catchment basins. This is exactly the same situation for the Aigue-Brun running across the Luberon.

Genesis of the drainage network into a “Jurassian” morphology

The emplacement of folded structures is accompanied not only by the creation of salient relief units corresponding to anticlines, but also the establishment of a misfit drainage network in an orthogonal pattern (antecedent streams). This drainage pattern exhibits two specific morphological characteristics: a bayonet-like pattern at the crossing of an anticline and incision of the anticlinal axis by transverse valleys.

Although these landforms are typical of “Jurassian” structural morphology, they are also found in the northern Provençal domain (Fig. 11) where the Durance crosses two anticlines: the Mirabeau Fold and the Alpilles. In both cases, the crossing has created transverse valleys. The Pont de Mirabeau transverse valley (or gap) is particularly interesting, since the erosion of the Durance had led to exhumation of its Messinian canyon, cutting down into the Pliocene abandonment surface from 2 Ma onwards (Clauzon, 1999).

Similarly, the Luberon terrain possesses two transverse valleys. These features are of lesser size as they are produced by smaller tributaries than the Durance: the Aigue-Brun transverse valley, upstream of Lourmarin and the Lague, near Volx, located in the perianticline of the Manosque Fold (Fig. 3). These valleys were formed essentially during the major phase of tectonic evolution in the Luberon, that is to say, in the Late Miocene between 10 and 5.9 Ma.

The burial of depressions in the north Provençal domain by the alluvial fan of the Valensole I gravels

At the present day, the Valensole I gravel is preserved only in the Pertuis-Cadenet syncline as a residual unit that extends no further westward than Cadenet. The considerable erosion affecting this gravel both downstream (from Cadenet) and upstream (in the Pertuis/Manosque sector) can be attributed at least partly to the Messinian erosion. Nevertheless, this gullying makes it possible to reconstruct the trace of the Durance just before the triggering of the salinity crisis. In fact, the Messinian incision took place by superimposition onto the surface of the alluvial pre-evaporitic piedmont (Clauzon et al., 1995; 1997).

Downstream from the Alpilles, we can perform a reconstruction (Fig. 11) by using the seismic profiles of the Crau and Camargue (Clauzon et al., 1995). The bottom of the Messinian thalweg identified on these profiles allows us to extrapolate the position of the pre-evaporitic Durance as well as its confluence with the Rhone near Arles.

Upstream from Pertuis, the pre-evaporitic trace of the river can be recognized in two different ways; in the Pont de Mirabeau transverse valley, which constrained the water channel from Tortonian times onward, and further upstream, at the level of Rocher de Saint-Eucher. In the Rocher sector, three bore holes aligned in the river bed (BRGM Subsurface databank - Banque de données du Sous-Sol) encountered the Cretaceous substratum right at the base of the recent alluvial deposits, thus demonstrating the absence of the river's underlying Messinian thalweg. On the other hand, this thalweg can be found to the west of the Rocher Saint-Eucher, where it is covered by a thick Pliocene Gilbert delta (Clauzon, 1979). This is a classic example of epigenesis by aggradation (Clauzon, 1999), whereby the river is able to leave its Messinian canyon to migrate towards the East at the level of the present-day flow channel.

In this way, it is possible to reconstruct the trace of the Durance between Manosque on the upstream and Arles on the downstream side, near the site of the confluence with the Rhone at around 6 Ma (Fig. 11). Over the whole of this reach, the valley exhibits a highly contrasted morphology with two opposing types:

- The river traverses reactivated anticlines (Mirabeau-Alpilles) via transverse valleys that give rise to deep and narrow canyons (Pont-de-Mirabeau and Saint-Pierre de Vence), where the channel bed is probably even situated on the Mesozoic substratum.
- In the intervening areas corresponding to depressions (Pertuis Syncline), the valley widens considerably (like the present-day Durance) and is no longer encased by high valley sides. In these extensive areas of accumulation, the sediment input of the Durance leads to the aggradation of the allochthonous Valensole gravels, provided by the Alps erosion.

Schematically, through this reconstruction, we obtain the picture of a vast alluvial piedmont, fed by the Alps, which extends from the Subalpine front to the Mediterranean coast. It is obstructed on each side by areas of juvenile relief cut through by transverse valleys.

Conclusion

The structures of the Luberon, Mirabeau and Concors record a Pyrenean orogenesis reflected by the Miocene planation surfaces at the crests of the anticlines.

However, a detailed analysis of the Miocene deposits and markers linked to the MSC show that the structural development of these blocks mostly occurred during two phases of the Alpine orogeny. The

earlier of these Alpine events is attributed to the Early Miocene (Burdigalian – Langhian). It is expressed by a pronounced tightening of the Eocene anticline of the Petit Luberon. The later event accounts for the major part of the Alpine structural development in the Luberon, corresponding to a phase of maximum shortening during the Tortonian. From this, we conclude that the relief was set up before 5.9 Ma, in other words, before the Messinian downcutting. Therefore, we highlight the chronology of this tectonic evolution, which is not concomitant with the crisis as often evoked in the literature, but which precedes it, taking place between 9.5 and 5.9 Ma.

The Tortonian tectonic episode is especially characterized by an intense morphogenesis. The reconstruction of the end-Miocene drainage pattern of the Durance reveals an extensive alluvial piedmont, fed by the Alps and obstructed on each side by juvenile relief, which is eroded by deep transverse valleys. This piedmont plain connects the Subalpine front with the Mediterranean coast, providing an example of a juvenile “Jurassian” signature that accounts for the juvenile present-day morphology of Provence.

In this respect, both the Mirabeau Fold and the Concors overthrust reflect similar geodynamic processes to those affecting the Luberon.

Subsequently, the deformation migrated towards the South, and is expressed principally by the formation or reactivation of thrust-faults overturned towards the South as well as south-dipping overthrusts (Trévaresse, Concors, Vautubière and La Fare). Some of these E-W faults are still active, as demonstrated by the 1909 Lambesc earthquake.

References

- Aguilar J.P. & Clauzon G., 1982. Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs., C. R. Acad. Sci. Paris, t.294, p. 915-920.
- Aguilar, J.-P., Dubar, M., Michaux, J. et Clauzon, G., 2008. Paléontologie et stratigraphie du Néogène rhodano-durancien : synthèse chronologique et relations avec l'eustatisme. In : Géodynamique et paléogéographie de l'aire méditerranéenne au Mio-Pliocène: l'interférence eustatisme-tectonique. Séance spéc. Soc. Géol. France, Lyon, Résumés p.8-9 et poster.
- Anglada R. et Colomb E., 1967. Précisions sur le flanc sud du Grand-Luberon (Vaucluse). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t.9, n°4, p. 596-599.
- Banque de données du Sous-Sol (BSS, <http://infoterre.brgm.fr>)
- Benedicto Esteban A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe de Lion (partie Nord), Sud-Est France. PhD thesis, Université de Montpellier II, 235 pp
- Besson D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. PhD thesis, Ecole des mines de Paris. 438 pp.

- Cashima, 2006. Workshop « Imagerie Profonde en Moyenne Durance » - Cashima project, Cadarache, éditeur F. Hollender, Septembre 2006
- Champion C., Choukroune P., Clauzon G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale, *Geodinamica Acta*, 13, p. 67-85.
- Chardon C. & Bellier O., 2003. Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake: Structure & evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bull. Soc. Géol. France*, 174, n°5, 497-510.
- Chardon D., Hermitte D., Nguyen F. & Bellier O. 2005. First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology* 33 (11), pp. 901-904.
- Clauzon G., 1972. Sur la présence d'une brèche syn-tectonique d'âge miocène supérieur sur le flanc sud du Petit Luberon (Vaucluse). *Cr. Acad. Sc. Paris*, 233, p. 1963-1966.
- Clauzon G., 1974. Quel âge le Luberon a-t-il? *Etudes Vauclusiennes*, n° XI, p. 1-6.
- Clauzon G. et Gouvernet C., 1974. Sur la présence d'une brèche syn-orogénique d'âge paléogène dans le chaînon du Petit Luberon (Vaucluse). *Cr. Acad. Sc. Paris*, 277, p. 2637-2640.
- Clauzon G., 1975. Sur la présence de klippes sédimentaires dans le Miocène du sud du Luberon : implications structurales et paléogéographiques. *Etudes Vauclusiennes*, n° XIV, p. 23-31.
- Clauzon G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 29, 1/2, p. 15-40.
- Clauzon, G., 1981. Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Deperet, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 293, 309-314.
- Clauzon G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son Piémont : l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). *Montagnes et Piémonts*, Toulouse, R.G.P.S.O.
- Clauzon G., Robert C., 1984. La sédimentation argileuse du miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron/Basse Durance (Provence, France) : implications paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, no2 205-224.
- Clauzon G., 1988. Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron/Basse-Durance (Provence, France): une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Géologie Alpine*, Mém/ H.S. N°14, 1388, pp. 215-226.
- Clauzon G., 1994. Morphogenèse néogène du midi méditerranéen français. Réunion SGF/GFG « Morphogenèse cénozoïque de l'Europe de l'Ouest », livre des résumés, p. 7.
- Clauzon G., Rubino J-L., Savoye B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. Field trip Guide Book. Publication ASF, n° 23, p. 145-222.
- Clauzon G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, 1 p.3-22.
- Clauzon G., Puig J.-M. et Guendon J.-L., 1997. Livret-guide de l'excursion "Manifestations karstiques induites par le creusement messinien : exemples rhodano-duranciens", URA 903, Université de Provence, 63 p.
- Clauzon G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin. *Et. Géogr. Phys.*, 28, 33-40.

- Combaluzier C., 1932. Le Miocène de la Basse-Provence. Bulletin du Service de la carte géologique de France, 35 p. 1- 170.
- Collot L., 1878. Description des terrains miocènes marin et lacustre supérieur dees environs d'Aix-en-Provence. Rev. Sc. Nat. Montpellier, t. 7, p. 1-33.
- Collot L., 1912. Le Miocène des Bouches-du-Rhône. Bull. Soc. géol. Fr. (4), 12, 48-104.
- Combes P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. PhD thesis, University of L. Pasteur of Strasbourg, France.
- Cushing E. M., Bellier O., Nechtschein S., Sébrier M., Lomax A., Volant Ph., Dervin P., Guignard P., Bove L., 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). Geophys. J. Int. 172 (3), 1163-1178.
- Depéret C., 1890. Sur l'âge miocène supérieur des limons à Hipparions du Luberon. Bull. Soc. géol. Fr., 3 (18), 103-108.
- Depéret C. et Leenhardt F., 1890. Sur l'âge des sables et argiles bigarrées du Sud-Est. C.R. Acad. Sci. Paris, t III, 893-895.
- Depéret C., 1893. Note sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géol. Fr., 3, 170-266.
- Depéret C., 1894. Note sur les groupes éocènes inférieur et moyen de la vallée du Rhône. Bull. Soc. géol. Fr., 3 (22), 683-722.
- Destombes J.P., 1962. Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. LVIII, n°266, p. 461-569.
- Dorkel A., Grégoire J.-Y., Belleville J.-M., Pachoud A., Savornin J., Destombes J.-P., Roch E., de Peyronnet P., 1966. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Reillanne (XXXII-42). BRGM, Orléans.
- Dubois P., 1966. Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale. Bull. Soc.Géol. Fr., (7) VIII p.793-801.
- Fontannes F., 1878. Les terrains néogènes du plateau de Cucuron (Vaucluse). Bull. Soc. géol. Fr., 3, 469-512.
- Gaudry A., 1873. Animaux fossiles du mont Lubéron (Vaucluse). Etude sur les Vertébrés. F. Savy éd., Paris, 112.
- Gautier F., Clauzon G., Suc J.-P., Cravatte J., Violanti D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. C. R. Acad. Sci. Paris, sér. 2, 318, 1103-1109.
- Germain C., Liouville M., de Bouchony P., Roch E. , Demarcq G., 1966. Carte géologique de la France au 1/50000, feuille de Cavaillon (XXXI-42). BRGM, Orléans.
- Goguel J., 1932. Description géologique du Luberon. Bulletin du Service de la carte géologique de France, 36 p.1-65.
- Gouvetnet, C., Colomb, E., Gervais, J., Gueirard, S., Nury, D. & Rouire, J., 1968. Carte géologique de la France à 1/50 000, Salon de Provence (XXXI-43). Orléans, BRGM.
- Gouvetnet C., Rouire J. & Rousset C., 1970. Carte géologique de la France à 1/50 000, Pertuis (XXXII-43). Orléans, BRGM.
- Kilian W., 1893. Notes de géologie alpine. Annales de l'Enseignement Sup. Fac. Sc. Grenoble, t. 5, 280-298.
- Liouville M., 1997. Coupe géologique des Monts de Vaucluse au Val de Durance, in Moutier et Balme, 1997.

- Lourens L., Hilgen F.J., Laskar J., Shackleton N.J. And Wilson D., 2004. The Neogene period In Gradstein F., Hogg J., Smith A. (eds), A geologic time scale. Cambridge Univ. Press, p. 409-440.
- Mein P. et Michaux J., 1979. Une faune de de petits Mammifères d'âge turolien moyen (Miocène supérieur) à Cucuron (Vaucluse) : données nouvelles sur le genre *Stephanomys* (Rodentia) et conséquences stratigraphiques. *Géobios*, n°12,3, p. 481-485.
- Mennessier G., Modret D., Goguel J., 1966. Carte géologique de la France à 1/50 000, Tavernes (XXXIII-43). Orléans, BRGM.
- Mercier H., Colomb E., Destombes J.P., Gervais J., Gigot P., Mennessier G., Philip J. et Rouire J., 1972. Carte géologique de la France à 1/50 000, Manosque (XXXIII-42). Orléans, BRGM.
- Moutier L. et Balme C., 1997. Carte géologique du Parc régional du Luberon au 1/100 000. Editions BRGM.
- Peulvast, J.-P., Baroux, E., Bellier, O. & Sebrier, M., 1999. Le problème de l'activité des failles de Nîmes, Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France): apports de la géomorphologie structurale. - *Géomorphologie*, 4, 327-358.
- Roure F., Brun J.P., Coletta B. & Van Den Driessche J., 1992. Geometry & kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.*, 14, 5, 503-519.
- Roure F. , Coletta R., 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps - Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and Prospects of Alpine basins. *Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, 170 p. 173-209.
- Rousset C., 1978. De l'importance régionale de la faille d'Aix-en-Provence. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 286, 89-191.
- Ryan W.B.F. and K.J. Hsü et al., 1973 .Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project vol. 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 1445.
- Terrier M. et Winter T., 2006. Nouvelles données sur le système de failles La Fare–Equilles, implication en terme d'aléa sismique pour la région PACA (secteur de l'étang de Berre, Lambersc, Aix-en-Provence). Rapport BRGM RP-55233-Fr, 22p, 11fig.

Liste des figures

Figure 1 : Contexte géologique général de la Provence occidentale (d'après Chardon et Bellier, 2003).

Figure 2 : Schéma structural de Luberon. (modifié d'après Moutier et Balme, 1997).

Figure 3 : (a) coupe NS du panneau nord provençal (from Terrier et Winter, 2006); (b) coupe du Luberon et de son piémont (modified from Liouville, 1997).

Figure 4 : Stratigraphie et structure du piémont du Luberon. (a) en haut : avant déformation; (b) en bas : état actuel. (c) Log stratigraphique de la coupe et localisation des gisements de mammifères. (1) Gisement de Pertuis (rongeurs) ; (2) Gisement de Mont Léberon (Grands vertébrés, hipparions) ; (3) Gisement de Stade de Cucuron (rongeurs) ; (4) Gisement de Ratavoux (rongeurs).

Figure 5 : Coupe schématique du Luberon et de son piémont jusqu'à la vallée de la Durance. Sont représentés les niveaux repères miocènes et messino-pliocènes, ainsi que la migration méridienne de la Durance au Miocène..

Figure 6 : Discordance progressive de la brèche de Cucuron. Photo prise vers l'est. On peut nettement observer les bancs de fort pendage en position proximale qui s'horizontalisent progressivement vers les positions plus distales. (Cliché J. Fleury)

Figure 7 : Tableau paléontologique des gisements à rongeurs, nannofossiles et foraminifères de Valensole et Cucuron (modifié d'après Aguilar et al., 2008).

Figure 8 : schémas comparés du canyon de la Durance d'amont en aval : à Mirabeau et à Cadenet. A Mirabeau, la profondeur du canyon est déduite du sondage PM1 et atteint 600m d'incision. A Cadenet, en aval, la profondeur est seulement de 300m (Clauzon, 1979). Ce surcreusement en amont ne peut s'expliquer que par une première phase d'incision antérieure (d'origine tectonique et imputée à la phase tortonienne), à celle du creusement messinien.

Figure 9 : Mise en place du canyon de la Durance au droit du pli de Mirabeau depuis 9 Ma. L'altitude est donnée par rapport au niveau moyen des mers actuel. Voir localisation sur la figure2.

a) Canyon antécédent de la Durance concomitant à la surrection du pli (9 à 6 Ma)

b) Situation à la veille du déclenchement de la crise messinienne. Une partie de la molasse a été érodée. (6 Ma)

c) Seconde incision du canyon dû à l'érosion eustatique messinienne (5.4 Ma)

d) Remise en eau du bassin méditerranéen à 5,3 Ma, le canyon est métamorphosé en ria et la surface d'érosion messinienne est fossilisée en surface de dépôt (5.3 Ma)

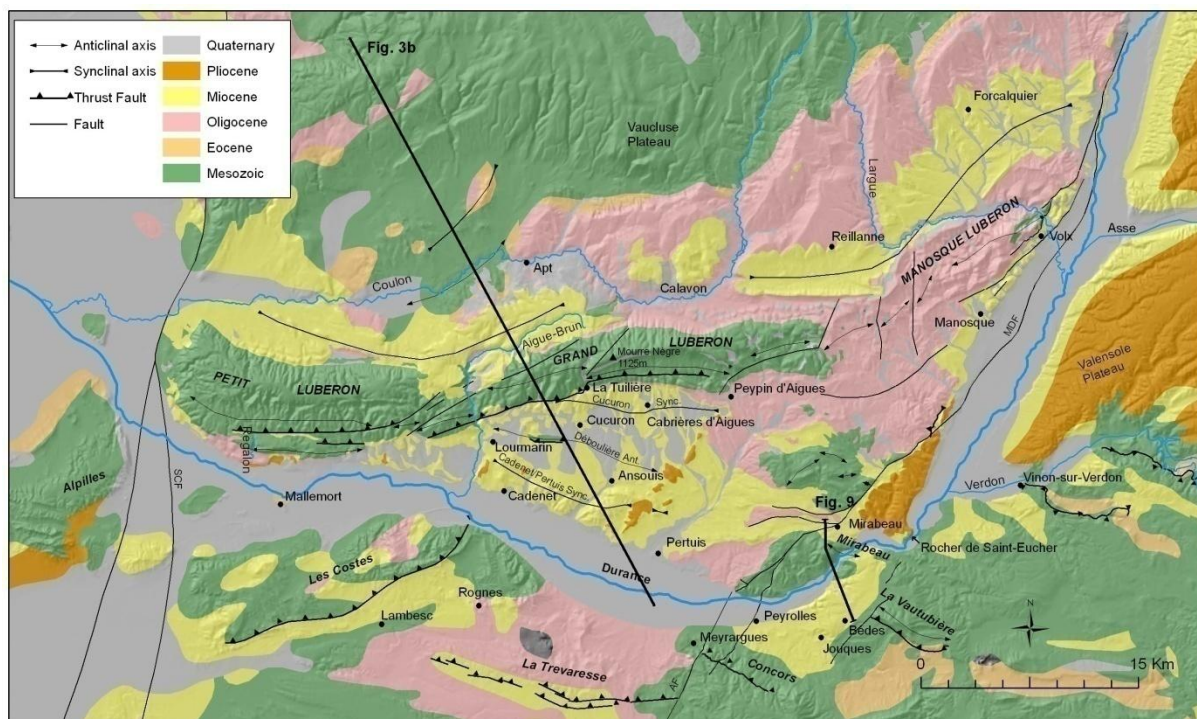
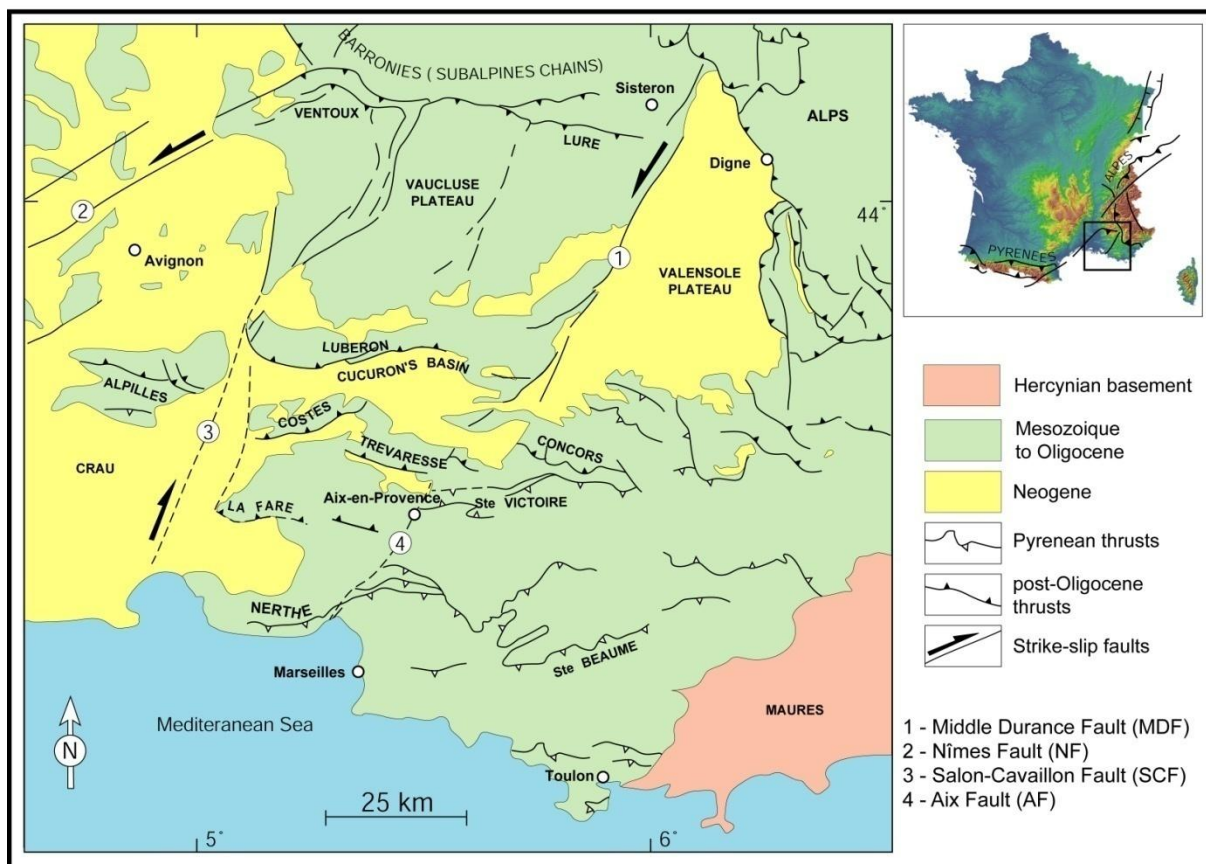
e) Achèvement de l'édification du Gilbert-Delta durancien comportant ses deux prismes : le prisme sous-jacent sous-aquatique marin constitué de bottom-set marneux bleus ; le prisme sub-aérien constitué par des conglomérats continentaux : le cailloutis de Valensole II. Entre les deux, la transition marin-continentale pliocène est marquée par une série sableuse. La partie sommitale du remplissage constitue la surface d'abandon pliocène à 2 Ma datée par le gisement du ravin de Cornillet

f) Exhaussement général plio-pléistocène d'environ 100m.

g) Situation actuelle. Le remplissage sédimentaire a été en partie érodé par les phases eustatiques glacio-eustatiques quaternaires. PM1 correspond au forage Pont de Mirabeau 1. (BRGM - Banque de données du Sous Sol; Clauzon, 1979)

Figure 10 : Cluses antécédentes du Concors. La discordance du Miocène marin témoigne de la structuration héritée du pyrénéo-provençal.

Figure 11 : Restitution structurale et paléomorphologique du domaine rhodano-durancien provençal à la veille de la crise de salinité messinienne (~ 6 Ma). (1) Cluse du Largue ; (2) Cluse de Mirabeau ; (3) Cluse de l'Aigue-Brun ; (4) Cluse de Saint-Pierre-de-Vence.



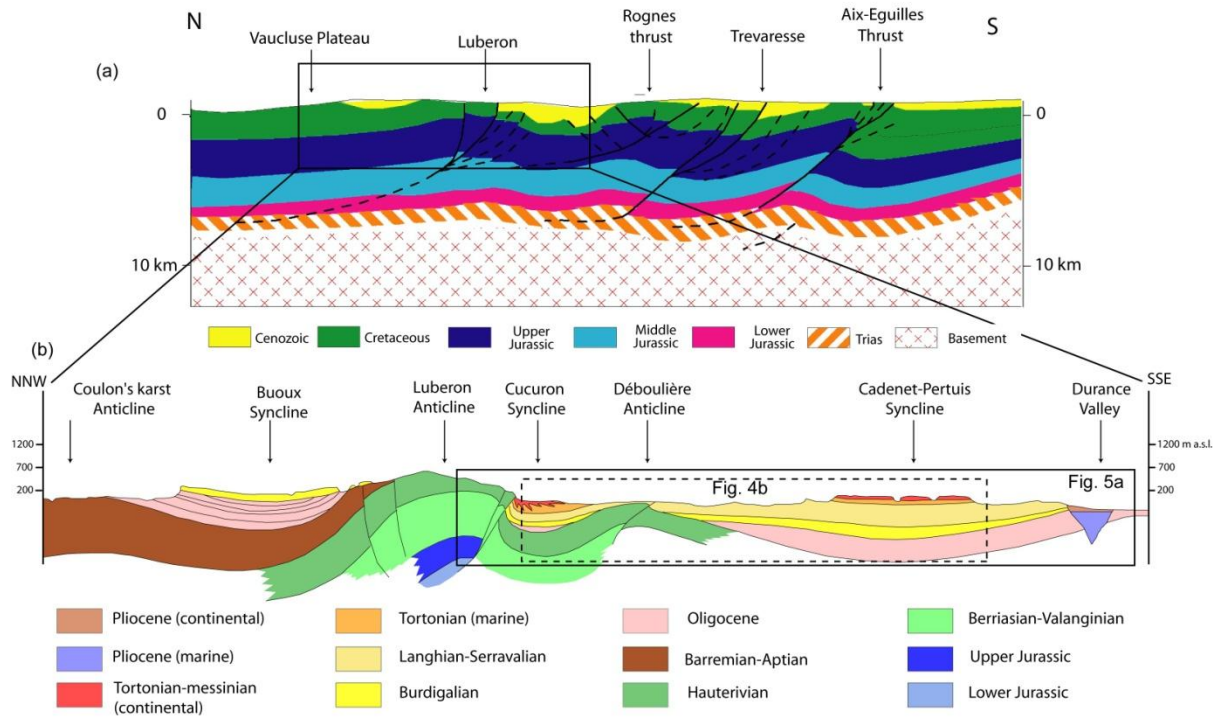


Fig. 3: (a) NS cross-section of the Northern Provence panel (from Terrier et Winter, 2006); (b) Cross-section of the Luberon range and its piedmont (modified from Liouville, 1997).

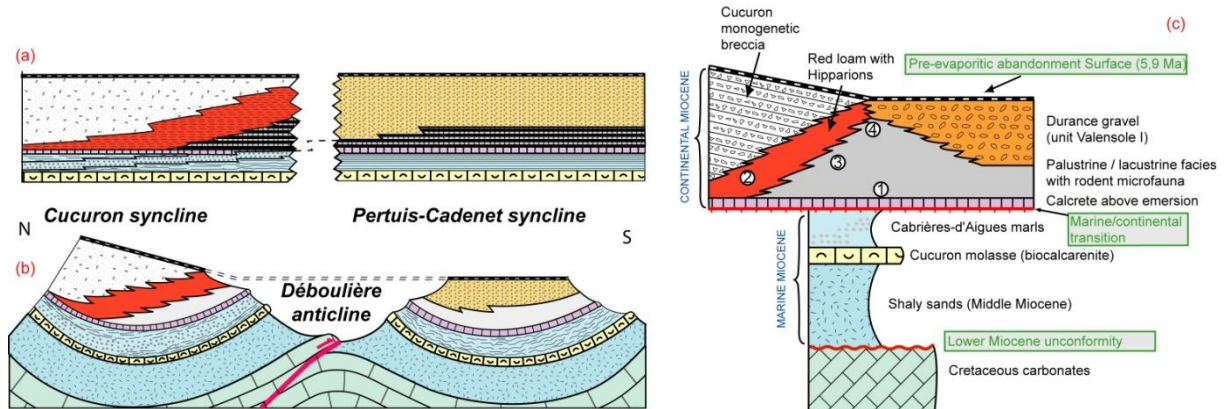


Fig. 4: Stratigraphy and structure of Luberon piedmont. (a) Before deformation; (b) After deformation i.e. present-day structure; (c) Stratigraphic Log of the cross-section and situation of mammal fossil deposit (1) Pertuis deposit (rodents); (2) Mont Léberon deposit (tall vertebrates, hipparions); (3) Stade de Cucuron deposit (rodents); (4) Ratavoux deposit (rodents).

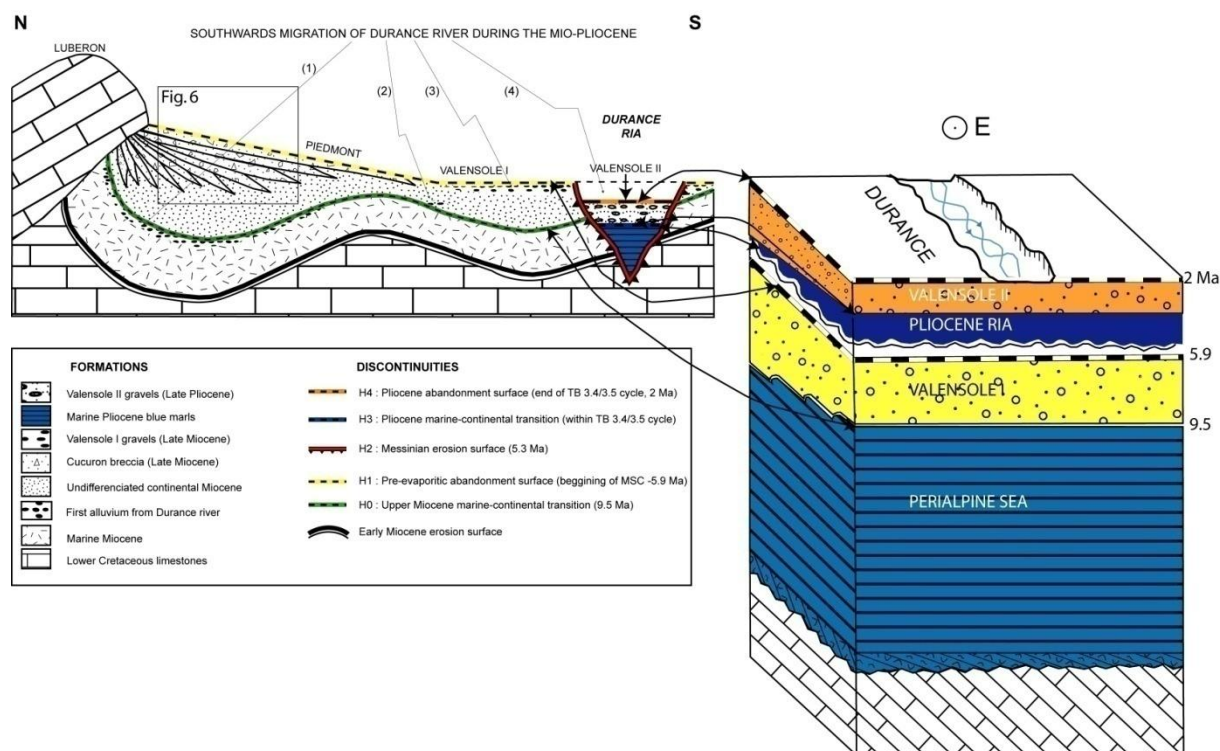


Fig. 5: Schematic bloc-diagram of Luberon and its foreland up to Durance Valley. Miocene and Messino-pliocene markers are represented, as well as the meridian migration of the Durance River.



Fig. 6 : Progressive angular unconformity of Cucuron breccia. Photo taken towards the East direction. The high dip of the lower layers in proximal position progressively decrease towards distal position. (Photo J. Fleury)

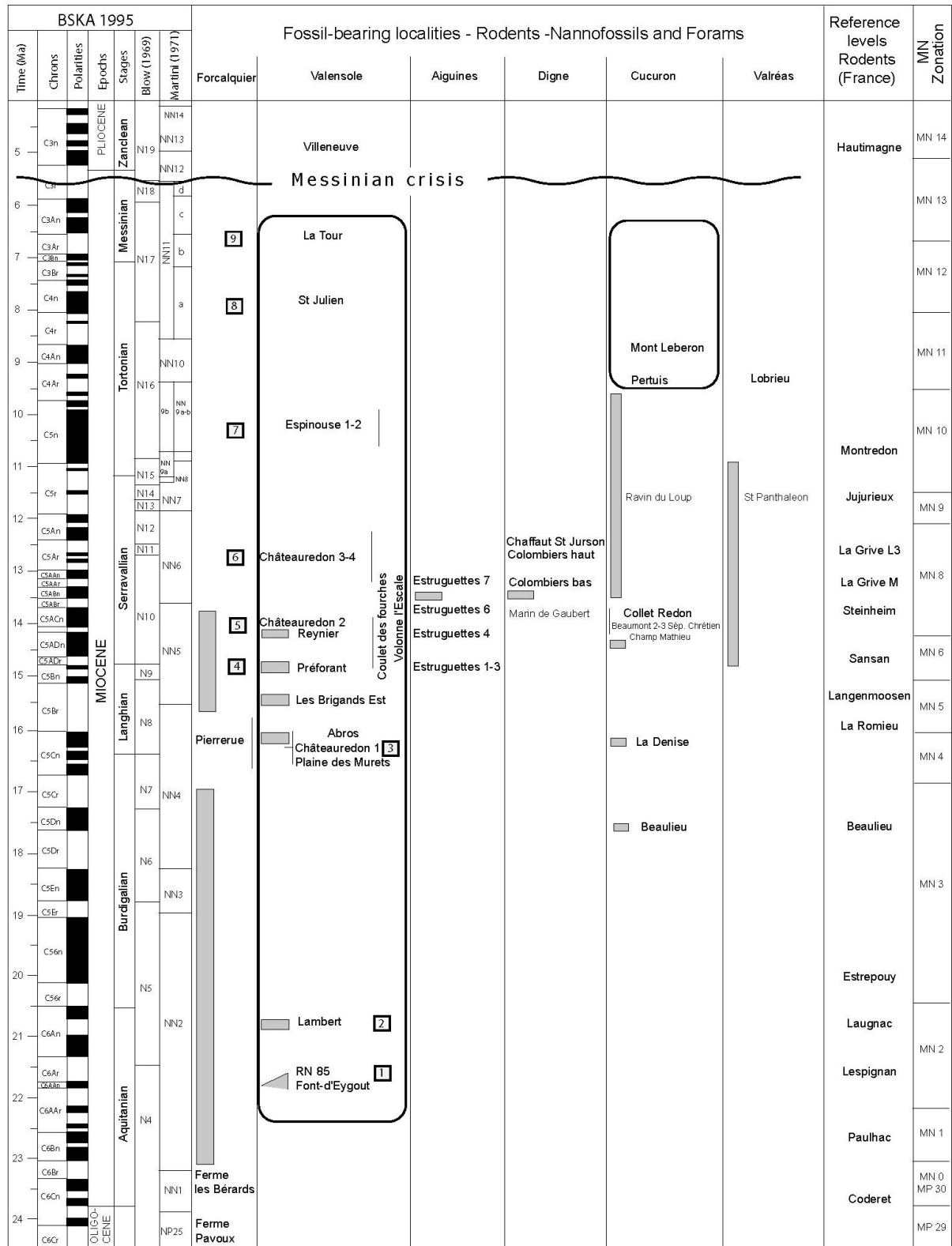


Fig. 7 : Chronological chart of fossils-bearing localities for rodents nannofossils and forams in the Valensole and Cucuron areas (from Aguilar et al., 2008 modified).

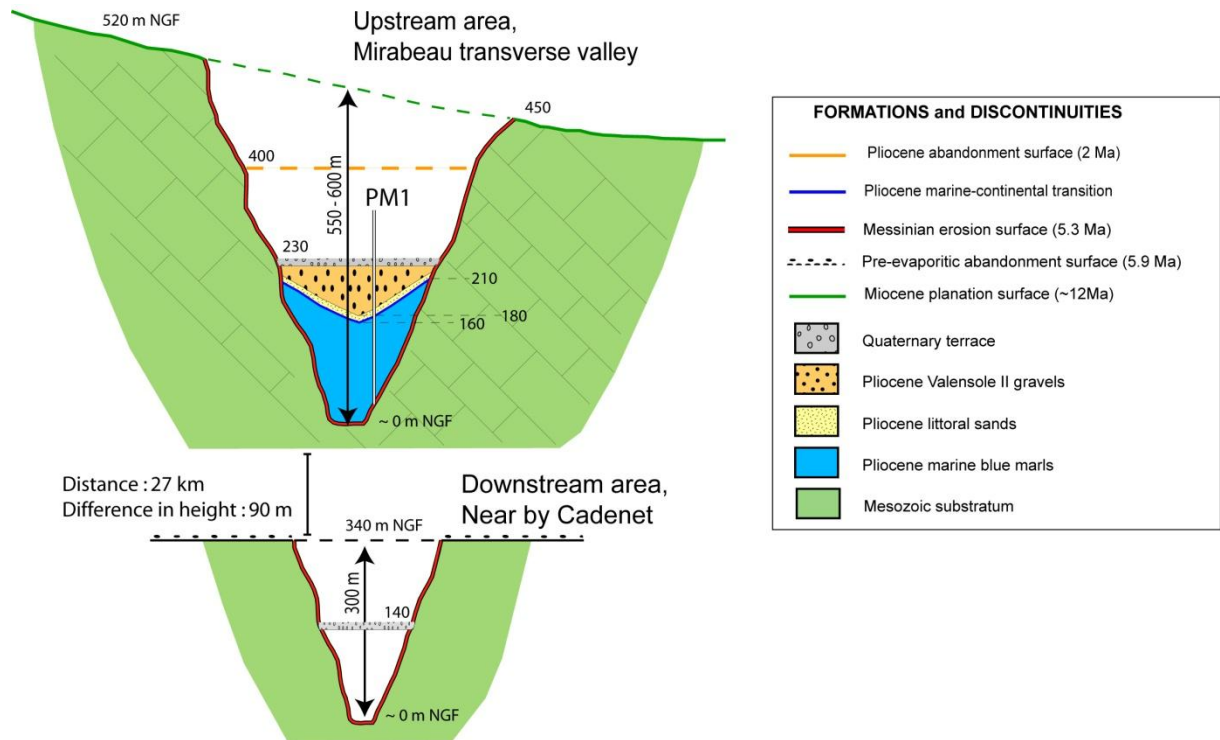


Fig. 8 : Compared cross-sections of upstream (Mirabeau) and downstream Durance valley (Cadenet). The deep downcutting of the upstream area at Mirabeau fold compared to downstream area indicates an existing transverse valley before the messinian downcutting.

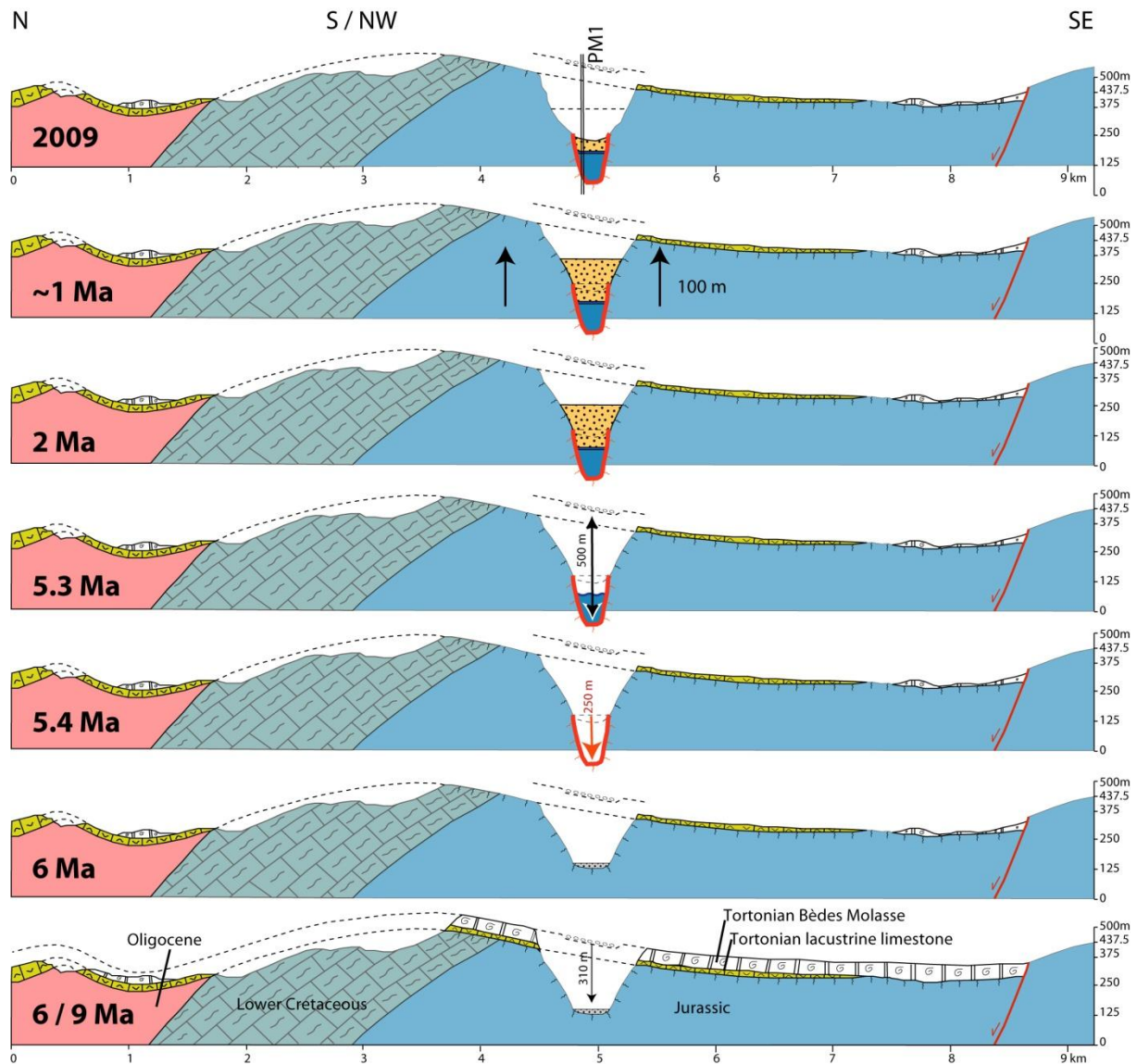


Fig. 9 : Set up of the Durance canyon at the Mirabeau fold since 9 Ma. The vertical scale is relevant to present-days altitude above sea-level. See location of cross-section CD on fig. 2

- a) Set up of an antecedent canyon synchronous with the fold building (9 to 6 Ma)
- b) At the pre-evaporitic time, part of the Molasse has been eroded (6 Ma)
- c) Second canyon cutting (around 250m) from eustatic erosion of the MSC. (5.4 Ma)
- d) Metamorphosis of the canyon into a ria at the pliocene flooding. The erosion surface is fossilized into a deposit surface. (5.3 Ma)
- e) End of Durance Gilbert-Delta construction with both prismes : the lower prism is marine and made of blue marls bottom-sets ; the upper prism is continental and made of conglomerates, called here the Valensole II conglomerate (« Cailloutis de Valensole II » in french). Between the two prismes the marine-continental transition is characterized by a salty layer. The top of the continental prism is the pliocene abandonment surface dated at 2 Ma by the bearing of « ravin de Cornillet ».
- f) Uniform surrection of about 100m around 1 Ma.
- g) Present-day situation. The Pliocene Gilbert-delta infilling of the canyon has been partly eroded by the quaternary glacial eustatism. PM1 is the bore-hole of « Pont de Mirabeau 1 » (BRGM Subsurface databank - Banque de données du Sous Sol; Clauzon, 1979).

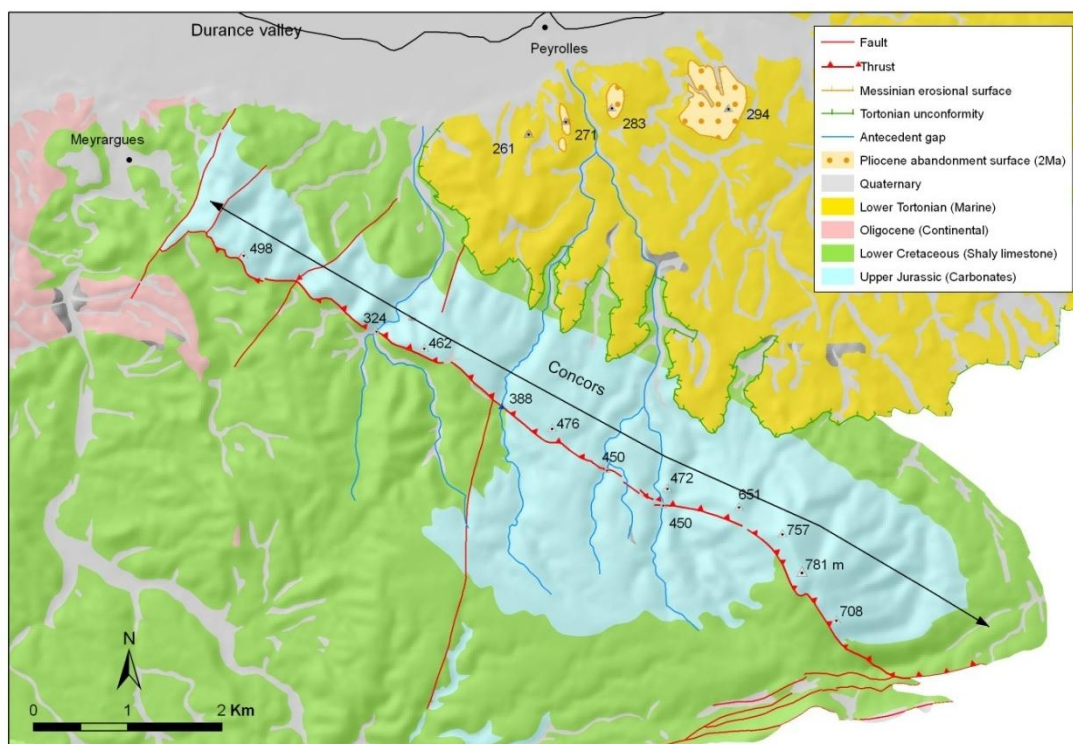


Fig. 10: Antecedent gaps of the Concors Mountain. The Tortonian, and marine, unconformity attests from the pyrenean tectonic phase.

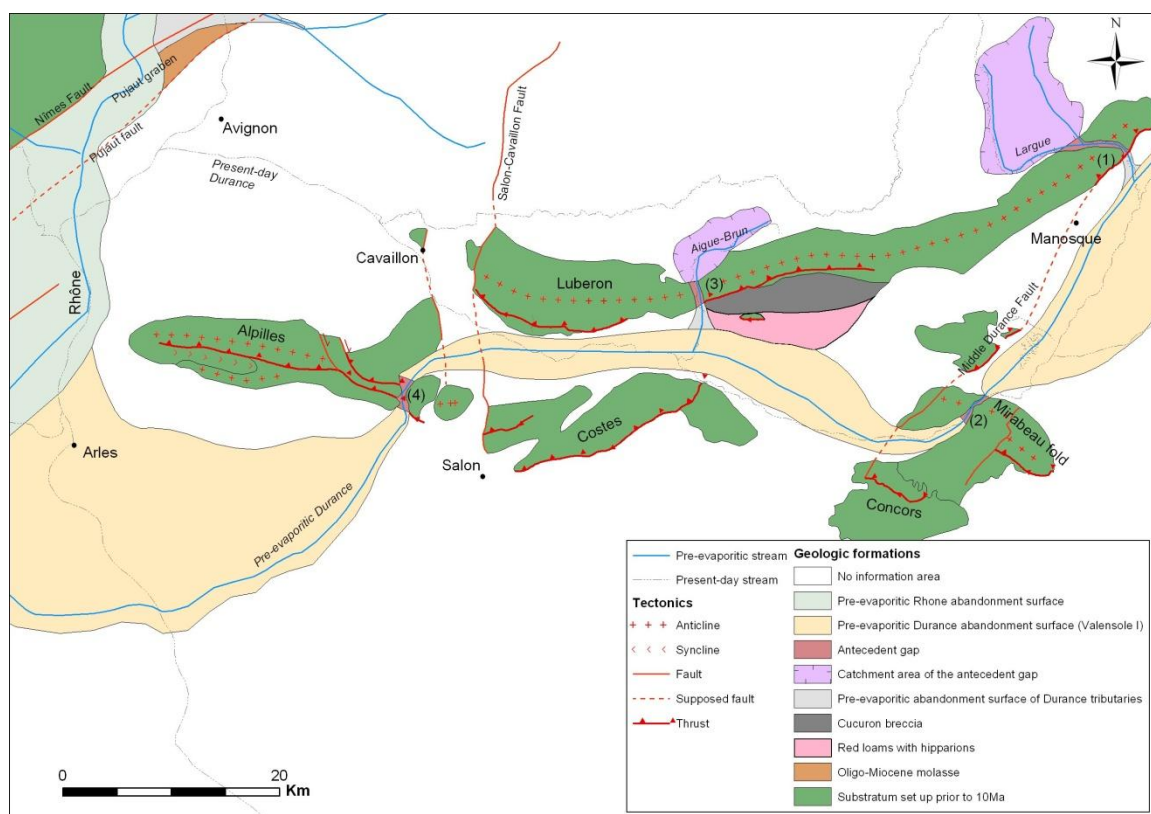


Fig. 11 : Structural and paleomorphologic reconstruction of the Rhone-Durance area before the MSC (i.e. at the pre-evaporitic, 6 Ma). (1) Large transverse valley ; (2) Mirabeau transverse valley ; (3) Aigue-Brun transverse valley ; (4) Saint-Pierre-de-Vence transverse valley.